

## Háromfázisú talajrétegekben végbemenő vízmozgás tanulmányozása

VÁRALLYAY GYÖRGY

MTA Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézete, Budapest

A talajvízszint feletti talajrétegekben a talaj szilárd fázisának pórusait részben víz, részben levegő tölti ki: a talaj háromfázisú. Csak kivételes esetekben fordul elő, hogy a folyadékfázis a teljes pórusteret elfoglalja: tartós elárasztás, vízborítás esetén, a talaj pangóvízes rétegeiben, stb. A talaj vízgazdálkodását, a rajta termesztett növények vízellátásának lehetőségeit tehát alapvetően a talajfelszín és a talajvízszint közötti szelvényt felépítő, vízzel nem telített (háromfázisú) talajrétegek egymásutánisága, vastagsága és vízgazdálkodási tulajdonságai szabják meg. Legfontosabb ez utóbbiak közül a talaj nedvességtartalma, a talajnedvesség állapota (nedvességpotenciál), valamint a talaj folyadékfázisának mozgása. A talaj vízgazdálkodásának szabatos jellemzéséhez a felsorolt paraméterek pontos és kvantitatív adatain túlmenően szükség van azok tér és időbeni dinamizmusának, az azt befolyásoló tényezőknek, azok hatásmechanizmusának ismeretére is. Ilyen részletes elemzés lehetőséget nyújt annak a megállapítására is, hogy a talaj vízgazdálkodását milyen mesterséges beavatkozásokkal tudjuk kedvező irányban megváltoztatni, így a növények optimális vízellátását biztosítani, illetve elősegíteni.

A talaj vízzel nem telített rétegeiben végbemenő vízmozgás egzakt ismerete elengedhetetlenül szükséges olyan gyakorlati problémák vizsgálatánál, mint a beszívárgás, az evaporáció, az aszályérzékenység, a talaj víz és sóforgalma, a növények vízellátása a talajvízből, a talajvízből történő sófelhalmozódás, stb. A Magyar Alföldön a talajok termékenységének megőrzése és fokozása szempontjából különös jelentősége van a talajvízből történő sófelhalmozódási és szikesedési folyamatok eredményes megelőzésének és az ezt biztosító körülmények (elsősorban az ún. „kritikus talajvízszint”) meghatározásának [29, 30, 39]. Az utóbbi időben meglehetősen sok vita folyik a növény talajvízből történő vízellátásának a lehetőségeiről, körülményeiről is [31].

Vizsgálatokat kezdtünk ezért a talajfelszín és a talajvízszint közötti szelvény háromfázisú talajrétegeiben végbemenő víz és sómozgás egzakt leírásának és előrejelzésének megközelítésére, a talajvízből a talajvízszint feletti rétegekbe jutó víz mennyiségének kvantitatív meghatározására. Munkánk első részének eredményeit foglaljuk össze jelen közleményünkben.

### Vízmozgás háromfázisú talajban

A vízmozgás sebessége alapvetően két tényezőtől függ: a vízre ható különböző erők (a gravitációs és nyomáspotenciál gradiensei) vektorális össze-



gétől, valamint a közeg hidraulikus vezetőképességétől.

$$V = -K \cdot \text{grad } \Phi \quad (1)$$

ahol:

$V$  = vízmozgás sebessége — cm/nap

$K$  = hidraulikus vezetőképesség — cm/nap

$\text{grad } \Phi$  = potenciálgradiens ( $\Delta\Phi$  potenciálkülönbség  $\Delta z$  távolságra számított értéke:  $\Delta\Phi/\Delta z$ ) — cm/cm.

A talajnedvesség potenciálja az a munka, amely egységnyi tömegű víz egységnyi tömegű talajból történő eltávolításához, illetve egy vonatkozási ponttól egységnyi távolságra történő elmozdításához szükséges. Ez a munka egységnyi fajsúlyú víz izotermális mozgása esetén hidraulikus nyomáskülönbségben is kifejezhető. A talajnedvesség összpoteenciálja ( $\Phi$ ) a nehézségi erő hatását kifejező gravitációs potenciál ( $\psi_g$ ), a hidrosztatikus nyomáskülönbséget kifejező nyomáspotenciál ( $\psi_p$ ), a talaj szilárd fázisának hatását kifejező matrix potenciál ( $\psi$ ), valamint az oldható sók és a disszociáló adszorbeált ionok hatását kifejező ozmózis potenciál ( $\psi_s$ ) összege:

$$\Phi = \psi_g + \psi_p + \psi + \psi_s \quad (2)$$

A matrix potenciál tulajdonképpen a tágabb értelemben vett kapilláris potenciál, amely egyaránt magában foglalja a szűkebb értelemben vett  $\psi_c$  kapilláris potenciált, a levegő—víz határfelületek között adódó  $\psi_b$  potenciált, valamint a dipol-karakterű vízmolekulák felületi erők által a szilárd részecskékhez való kötődését kifejező  $\psi_a$  adhéziós potenciált [1, 12, 14, 18].

A szemipermeábilis hártvaként viselkedő növényi gyökök vízfelvevétele szempontjából — különösen nagy sótartalmú szikes talajokban — az ozmózis potenciál nemcsak fontos, hanem gyakran döntő jelentőségű. Ha viszont csak a talajban végbemenő vízmozgást vesszük figyelembe, az ozmózis potenciál még viszonylag nagy koncentráció különbségek esetén is jelentéktelen, hisz a talajban gyakorlatilag nem fordulnak elő szemipermeábilis hártvak:  $\psi_s \approx 0$  [18]. Hogy ilyen körülmények között a vízmozgásnak milyen esetei fordulhatnak elő a talajban és ezek milyen feltételek esetén következhetnek be, azt az 1. táblázatban foglaltuk össze.

Vízzel telített, kétfázisú talajban (1. és 2. eset az 1. táblázatban) a szilárd fázist alkotó szemcsék közti teljes pórusteret víz tölti ki, tehát:

- a kapilláris potenciál, illetve potenciálkülönbség egyaránt zero ( $\psi = 0$ ,  $\Delta\psi = 0$ )
- valamennyi pórus részt vehet a víz vezetésében.

Ebből adódik, hogy a vízmozgás sebessége ilyen esetben a gravitációs potenciál és a hidrosztatikus nyomáskülönbségből adódó nyomáspotenciál gradienseinek összegétől ( $\text{grad } \psi_g + \text{grad } \psi_p$ ), valamint a talaj szilárd fázisának a pórusok méret szerinti megoszlásából következő hidraulikus vezetőképességétől ( $K = \text{cm/nap}$ ) függ. Amennyiben tehát a pórusok méret szerinti megoszlása konstans, úgy a telített talaj hidraulikus vezetőképessége egyetlen értékkel jellemezhető és a Darcy-törvény alkalmazásával közvetlenül meghatározható [1, 4, 14, 21, 45]. Az utóbbi időben a Darcy-törvény általános érvényességét még konstans pórusviszonyok esetén is többen kétségbevonják [2, 15, 16, 17, 22, 27, 28, 45]. Megállapítást nyert ugyanis, hogy — elsősorban heterogén pórusméret-eloszlású és finom pórusú rendszerekben — a hidro-



## 1. táblázat

## A talajban végbemenő vízmozgás különböző esetei és feltételei

No.	(1) Feltétel	(2) Vízmozgás iránya	(3) Vízre ható potenciál- gradiensek összege		(4) Összefüggés a vízmozgás se- bessége ( $V =$ cm/nap), vala- mint a két- fázisú talaj hidraulikus- ( $K =$ cm/nap), illetve a há- romfázisú talaj kapillaris veze- tőkéessége ( $k =$ cm/nap) között	(5) Meg- jegyzés
			tényezők	érték		
1	$\psi_1 = \psi_2 = 0$	a) lefelé	$\text{grad } \psi_g + \text{grad } \psi_p$	$>1$	$V > K$	d) Két- fázisú talaj
2	$\psi_1 = \psi_2 = 0$	a) lefelé	$\text{grad } \psi_g$	1	$V = K$	
3	$\psi_2 > \psi_1$	a) lefelé	$\text{grad } \psi_g + \frac{\Delta\psi}{\Delta z}$	$>1$	$V > k$	e) Háromfázisú talaj
4	$\psi_2 = \psi_1 > 0$	a) lefelé	$\text{grad } \psi_g$	1	$V = k$	
5	$\psi_2 < \psi_1; \psi_1 - \psi_2 < \Delta z;$ $\frac{\Delta\psi}{\Delta z} = 0 - 1$	a) lefelé	$\text{grad } \psi_g - \frac{\Delta\psi}{\Delta z}$	0—1	$V < k$	
6	$\psi_2 < \psi_1; \psi_1 - \psi_2 = \Delta z;$ $\frac{\Delta\psi}{\Delta z} = 1$	b) nincs vízmoz- gás	$\text{grad } \psi_g - \frac{\Delta\psi}{\Delta z}$	0	—	
7	$\psi_2 \leq \psi_1; 2\Delta z > \psi_1 -$ $\psi_2 > \Delta z; \frac{\Delta\psi}{\Delta z} = 1 - 2$	c) felfelé	$\text{grad } \psi_g - \frac{\Delta\psi}{\Delta z}$	—1—0	$V < k$	
8	$\psi_2 \leq \psi_1; \psi_1 - \psi_2 > 2\Delta z;$ $\frac{\Delta\psi}{\Delta z} > 2$	c) felfelé	$\text{grad } \psi_g - \frac{\Delta\psi}{\Delta z}$	$<-1$	$V > k$	

$\psi_1$  = talajoszlop felső részén mért tenzió — vízoszlop cm

$\psi_2$  = talajoszlop alsó részén mért tenzió — vízoszlop cm

$\Delta z$  = két tenziométer vertikális távolsága — cm (jelen esetben 10 cm)

$\text{grad } \psi_g$  = gravitációs potenciál gradiens

$\text{grad } \psi_p$  = nyomás potenciál gradiens

$\text{grad } \psi$  = matrix potenciál gradiens =  $\frac{\Delta\psi}{\Delta z}$

sztatikus nyomáskülönbség nagyságától függően a kétfázisú talaj teljesen vízzel telt pórusainak csak bizonyos hányada vesz részt a víz vezetésében. A jelenséget nehéz mechanikai összetételű, erősen duzzadó szikes talajok esetében mi is megfigyeltük. Természetes viszonyok között konstans pórusviszonyokkal csak ritkán számolhatunk, ezért a vízzel telített talaj hidraulikus vezetőképessége a folyadékfázis koncentrációjától és kémiai összetételétől, a



szilárd és folyadékfázis közötti kölcsönhatásoktól, valamint a szilárd fázisban bekövetkező fizikai és ásványtani változásoktól függően igen nagymértékben változhat [21, 36].

Munkánk jelenlegi szakaszában, első közelítésben, ennek ellenére konstans  $K$ -értékekkel számoltunk, s vizsgálati anyagunkat úgy választottuk meg, hogy a viszonylag ténylegesen konstans pórusviszonyok miatt (vízálló szerkezetű, kis só és kicserélhető  $\text{Na}^+$ -tartalmú talajok) ez a közelítés ne jelentsen nagyobb eltérést a tényleges viszonyoktól. A jövőben az említett változók közül is egyre többet kívánunk tényleges értékekkel, illetve függvényeikkel figyelembe venni soktényezős matematikai modellek számítógépes feldolgozása alapján [8, 9, 21, 34].

Vízzel nem telített, háromfázisú talajokban a szilárd fázist alkotó szemcsék közti pórusoknak csak bizonyos hányadát tölti ki víz, míg azok másik részét levegő foglalja el. Hogy adott tenziónál a pórustér milyen mértékben telített vízzel az az adott porózus anyag, pl. a talaj, pF-görbéiről közvetlenül leolvasható. A háromfázisú talajban végbemenő vízmozgás iránya és sebessége a mozgatóerőtől, tehát a gravitációs potenciál és a matrix potenciál gradienseinek vektorális összegétől, valamint a szilárd fázis adott tenzió melletti ún. kapilláris vezetőképességétől függ:

$$V = -k \cdot (\text{grad } \psi_g + \text{grad } \psi) \quad (3)$$

ahol:

$V$  = háromfázisú talajban végbemenő kapilláris vízmozgás sebessége — cm/nap

$\text{grad } \psi_g$  = gravitációs potenciál gradiens (értéke  $\approx 1$ ) — cm/cm

$\text{grad } \psi$  = kapilláris (matrix) potenciál gradiens, tenziógradiens =  $\Delta\psi/\Delta z$  — cm/cm

$\Delta\psi$  = kapilláris potenciálkülönbség (matrix suction) — vízoszlop cm

$\Delta z$  = bizonyos vonatkoztatási ponttól számított vertikális távolság különbsége — cm

$k$  = kapilláris vezetőképesség (a háromfázisú talaj egységnyi keresztmetszetén, egységnyi mozgatóerő hatására, időegység alatt átszivárgó folyadék mennyisége; a vízzel nem telített talaj hidraulikus vezetőképessége) — cm/nap.

Behelyettesítések után a háromfázisú talajban végbemenő vízmozgás alapegyenlete az alábbi formát ölti:

$$V = -k \cdot \left( \frac{\Delta\psi}{\Delta z} + 1 \right) \quad (4).$$

Amennyiben a  $\text{grad } \psi$  is lefelé mutat, úgy a két erő összetett hatása alatt lefelé irányuló kapilláris vízmozgás megy végbe (3. eset az 1. táblázatban). Ha a  $\text{grad } \psi$  felfelé mutat, úgy a két erő gradienseinek különbsége hat és vagy csökkenti a lefelé irányuló kapilláris vízmozgás sebességét (5. eset), vagy megszünteti a vízmozgást (6. eset), vagy felfelé irányuló vízmozgást eredményez (7. és 8. eset).

A talaj kapilláris vezetőképessége függ egyrészt a szilárd fázis pórusainak méret szerint megoszlásától, továbbá attól, hogy azok milyen hányadát tölti ki víz ( $\Theta = \text{cm}^3/\text{cm}^3$ ), tehát azok milyen hányada vehet részt a víz vezetésében, ami viszont alapvetően a tenzió (és természetesen ismét a pórusméret-meg-



oszlás) függvénye. A vízzel telítetlen talaj kapilláris vezetőképessége tehát mindig kisebb, mint a vízzel telített talaj hidraulikus vezetőképessége ( $k < K$ ), mégpedig annál jelentősebb mértékben, minél kisebb pórussteret foglal el víz (kisebb nedvességtartalom, nagyobb tenzió). Ebből viszont az következik, hogy a  $k$  még konstans pórusviszonyok esetén sem jellemezhető egyetlen értékkel, hanem csupán egy  $k = f(\psi)$ , vagy  $k = f(\theta)$  függvénnyel.

A háromfázisú talajban végbemenő vízmozgás (unsaturated flow) nemzetközi szakirodalma igen gazdag és a téma sokoldalú fontosságának megfelelően különösen az utóbbi években tanúskodik gyors és széleskörű fejlődésről. Ilyen nagy tömegű anyag értékelő áttekintésére jelen közleményünkben nem vállalkozhatunk, s célunk nem lehet több, mint néhány legfontosabb munkára, összefoglaló műre felhívni a figyelmet. Az 50-es évek elején indultak meg kiterjedtebben és intenzívebben azok a kutatások, amelyek a Darcy-törvény érvényességének szabatos meghatározásával, módosításával igyekeztek azt a háromfázisú porózus rendszerekben végbemenő vízmozgás leírására interpretálni. A szivárgási-egyenlet numerikus megoldásai első lépésben olyan ideális esetekre vonatkoztak, amikor a mozgó folyadékfázis  $H_2O$  képlettel reálisan jellemezhető tiszta víz, a szilárd fázis homogén, de legalábbis konstans pórusviszonyokkal rendelkezik, a szivárgás során egyik fázisban sem következnek be minőségi változások, a fázisok nem lépnek egymással kölcsönhatásba. Ezeket az alapösszefüggéseket fogalmazta meg klasszikus munkájában CHILDS és COLLIS-GEORGE [4], ezeket vitatta meg a Nemzetközi Hidrológiai Szövetség 1966. évi Wageningeni Szimpóziuma [42], s ezek nyertek összefoglalást a WIEST [45] által szerkesztett munkában. A háromfázisú porózus rendszerekben végbemenő vízmozgás talajfizikai alkalmazása során a legnehezebben megoldható problémát az jelenti, hogy a talajban mozgó folyadékfázis soha nem tiszta víz, hanem különböző, térben és időben változó töménységű és ionösszetételű oldat; a talaj szilárd fázisa egy fizikailag pontosan nehezen definiálható polidiszperz rendszer, amelynek fizikai állapota, pórusviszonyai térben és időben igen jelentős mértékben változhatnak; a talaj szilárd és folyadékfázisa között kölcsönhatások következhetnek be. Fentieknak megfelelően a talajfizikai szakirodalomban a háromfázisú talajokban végbemenő vízmozgás leírására igen különböző közelítési eljárások, fizikai és matematikai megoldások találhatók. Ezeket foglalja össze könyvében BAVER, GARDNER és GARDNER [1], KIRKHAM és POWERS [14], de WIEST [45], NIELSEN, JACKSON, CARY és EVANS [21], SWARTZENDRUBER [in 45] és mások [12].

Tovább nehezíti a megoldást a talajok heterogenitása, vertikálisan és horizontálisan egyaránt eltérő rétegezettsége [32, 47].

Igen sok munka foglalkozik a háromfázisú talajban végbemenő vízmozgás törvényszerűségeinek bizonyos gyakorlati kérdések egzakt megoldására történő interpretációjával. A beszivárgás kérdéseivel az említett összefoglaló munkákon [1, 12, 14, 21, 45] kívül KOVÁCS [15], GARDNER [7], WESSELING [43], TAKAGI [32], PHILIP [in 42] és mások [42], a párolgás (evaporáció, evapotranszspiráció, talajvízből történő felfelé irányuló kapilláris vízmozgás) problémakörével GARDNER [6, 7], RIJTEMA [24, 25], VISSER [40, 41], a növények talajvízből történő vízellátásának lehetőségével RIJTEMA [24, 25], VISSER [40, 41], WIND [47], hazánkban pedig SZALÓKI [31], a talajok víz és sóforgalmának összefüggéseivel BRESLER [in 11], GARDNER [7], GERBERG, NERPIN és JANGARBER [8, 9], NIELSEN [21] TANJI, DONEEN és PAUL [34] és mások [12, 35, 42], a talajvízből történő sófelhalmozódás és szikesedés lehetőségei-



GARDNER [7] SZABOLCS, DARAB és VÁRALLYAY [29, 30], TALSMA [33] és VÁRALLYAY [39] foglalkoztak közleményeikben. Az utóbbi években számos törekvés történt soktényezős matematikai modellek és számítógép-programok felhasználására a háromfázisú, rétegezett talajokban történő oldatmozgás egzakt leírásának és előrejelzésének megközelítésére [8, 9, 20, 21, 34, 48]. A víz mozgását befolyásoló tényezők és azok hatásmechanizmusának ismeretében lehetővé válik annak mesterséges befolyásolása a termesztett növény számára optimális vízgazdálkodás kialakítása érdekében. Az erre irányuló törekvéseket foglalta össze munkájában HILLEL [11].

### Vizsgálati anyag és módszerek

Vizsgálatainkat a 2. táblázatban bemutatott rétegezett talajszelvényeken végeztük. A vizsgált minták tehát az alábbiak voltak:

- U-1 Dunavölgyi karbonátos réti talaj A-szintje
- U-2 Dunavölgyi karbonátos réti talaj B-szintje
- U-3 Dunavölgyi homokos lösz talajképző kőzet
- U-4 Karbonátos Duna öntéshomok
- U-5 Dunavölgyi karbonátos réti csernozjom A-szintje
- U-6 Dunavölgyi karbonátos réti csernozjom B-szintje
- U-7 Tiszántúli gyengén karbonátos réti csernozjom A + B-szintje
- U-8 Tiszántúli „alföldi lösz” talajképző kőzet.

A vizsgált talajok fontosabb kémiai tulajdonságait a 3. táblázatban, fizikai jellemzőit a 4. táblázatban foglaltuk össze.

A talajok pH-ját 1 : 2,5 arányú vizes szuszpenzióban elektrometriásan,  $\text{CaCO}_3$ -tartalmát Scheibler módszerével, összes vízdoldható sótartalmát a telített talajpép elektromos vezetőképessége alapján, adszorpciós kapacitását és kicserélhető  $\text{Na}^+$ -tartalmát izotóphígítási módszerrel ( $^{45}\text{Ca}$  és  $^{24}\text{Na}$  izotópokkal), fajsúlyát piknométeres eljárással, mechanikai összetételét Robinson-Kacsinszki módszerével (sósavas ronsolás,  $\text{NaOH}$ -os diszpergálás) határoztuk meg. 100  $\text{cm}^3$ -es bolygatatlan szerkezetű mintákon határoztuk meg a talaj térfogatsúlyát és pF-görbéit. A pF-görbék meghatározásánál az atmoszféra alatti tenziótartományban előző közleményünkben [37] ismertetett homoklapos és kaolinlapos berendezéseinket, az atmoszféra feletti tenziótartományban a nyomásmembrános készüléket [18] alkalmaztuk. A kétfázisú talaj hidraulikus vezetőképességének meghatározása bolygatatlan szerkezetű talajoszlópokon történt állandó víznyomás módszerével, ugyancsak általunk szerkesztett berendezéssel [36, 38].

A háromfázisú talaj hidraulikus vezetőképességének, a kapilláris vezetőképességnek a tenzió függvényében történő meghatározására a szakirodalom különböző helyszíni és laboratóriumi módszereket közöl. WIND [46] és TALSMA [33] a talajszelvénybe különböző mélységekre elhelyezett tenziográfok segítségével a helyszínen regisztrálja a talajszelvény tenzióprofiljában időegység alatt bekövetkező változásokat és ebből számítja vissza a  $k-\psi$  összefüggést. GARDNER [5], MILLER és ELRICK [19], RIJTEMA [23], JACKSON, BAVEL és REGINATO [13] és mások [1] a nyomásmembrános készülék által a talajból időegység alatt el-távolított víz mennyisége alapján számítják a  $k$ -értékét a tenzió függvényében. STAPLE és LEHANE-t [26] követően számos szerző számítja a kapilláris vízmozgás sebességét bolygatott vagy bolygatatlan talajoszlópok nedvességprofiljának időbeni átrendeződéséből, amelynek folyamatos regisztrálására a  $\gamma$ -



radiációs technika új lehetőségeket teremtett [1, 18, 20, 21]. Sajnos a helyszíni módszerek a külső körülmények miatt gyakran értékelhetetlenek, a nyomás-membrános készüléknél a membrán ellenállásának figyelembevétele okoz nehézségeket, míg a nedvességprofilok átrendeződésénél a hiszterézis-hatás zavaró. RICHARDS [in 18], RICHARDS és MOORE [in 18], KLUTE [in 18], NIELSEN [21] és mások [3, 10, 42] speciális berendezéseket szerkesztettek a talaj kapilláris vezetőképességének a tenzió függvényében történő meghatározására.

2. táblázat

## A vizsgált talajok

(1) K-2 szelvény. Karbonátos réti talaj; Dunavölgy (Solt)			(2) S-1 szelvény. Karbonátos réti talaj; Dunavölgy (Solt)		
(5) Genetikai szint		(6) Minta száma	(5) Genetikai szint		(6) Minta száma
jele	mélység cm		jele	mélység cm	
A	0— 35	U-1	A	0— 30	U-1
B	35— 60	U-2	B	30— 75	U-2
C <sub>1</sub>	60—140	U-3	C <sub>1</sub>	75—190	U-3
C <sub>2</sub>	140—260	U-4	C <sub>2</sub>	190—230	U-4

(3) S-5 szelvény. Karbonátos réti csernozjom; Dunavölgy (Solt)			(4) T-1 szelvény. Gyengén karbonátos réti csernozjom; Tiszántúl (Törökszentmiklós)		
(5) Genetikai szint		(6) Minta száma	(5) Genetikai szint		(6) Minta száma
jele	mélység cm		jele	mélység cm	
A	0— 20	U-5	A+B	0— 70	U-7
B	20— 46	U-6	C	70—230	U-8
C <sub>1</sub>	46—170	U-3			
C <sub>2</sub>	170—210	U-4			

Elsősorban a kedvező hollandiai tapasztalatok alapján [35] vizsgálati rendszerünket bolygatatlan szerkezetű talajoszlopok laboratóriumi vizsgálatára alapoztuk és a méréseket CHILDS és COLLIS-GEORGE [4] illetve WESSELING és WIT [44] beszívargásos eljárásának elvi alapján kialakított módszerrel végeztük. A módszer konstans vízmozgás (steady-state flow) körülményei között méri a  $k-\psi$  összefüggést a folyadékmozgás szempontjából elsősorban fontos  $\psi = 0-800$  cm tenziótartományban, s főként könnyű és közepes mechanikai összetételű talajoknál alkalmazható eredményesen. A módszer lényege, hogy előzetesen vízzel telített, majd különböző szívóerők alkalmazásával egyre növekvő tenzióra, illetve tenzióprofilra (egyre csökkenő nedvességtartalomra, illetve nedvességprofilra) beállított talajoszlopban megfelelő vízádagolással konstans lefelé irányuló vízmozgást ( $V_1, V_2 \dots V_n$  cm/nap) létesítünk. Az egyensúlyi állapot elérése után (ekkor az időegység alatt az  $F$  cm<sup>2</sup> keresztmetszetű oszlopra adagolt  $Q_1$  vízmennyiség egyenlő az ugyanezen idő alatt az oszlopból eltávozó  $Q_2$  vízmennyiséggel, a tenzióméterek értékeiben pedig nem

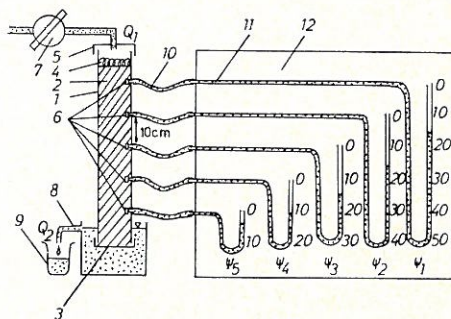


## 3. táblázat

## A vizsgált talajok fontosabb kémiai tulajdonságai

(1) Tulajdonság	(2) Talajminta száma							
	U-1	U-2	U-3	U-4	U-5	U-6	U-7	U-8
pH (vízes szuszpenzióban)	8,0	8,2	8,1	8,1	7,7	8,2	6,9	8,4
CaCO <sub>3</sub> -tartalom %	21,7	30,5	30,1	22,6	7,1	16,7	1,1	13,5
a) Összes vízdoldható sótartalom %	0,05	0,06	0,02	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04
b) Talajpép elektromos vezetőképessége mmhos/cm	1,8	2,2	0,9	0,2	1,7	1,7	1,7	1,7
c) Szervesanyag-tartalom %	8,3	0,9	0,4	0,1	4,1	1,1	3,1	0,3
d) Adszorpciós kapacitás mgé/100g talaj	25,92	16,06	16,32	3,06	24,48	15,55	30,21	22,3
e) Kicsérélhető Na <sup>+</sup> -tartalom mgé/100g talaj	0,07	0,09	0,03	0,02	0,03	0,05	0,07	0,09
f) Kicsérélhető Na <sup>+</sup> -tartalom %	0,27	0,56	0,18	0,60	0,12	0,32	0,23	0,40

következnek be lényeges változások) meghatározzuk a stabilizálódott vízmozgás sebességét  $\left( V = \frac{Q \text{ cm}^3/\text{cm}^2}{\Delta t \text{ nap}} \right)$ , valamint a talajoszlopba 10 cm-enként bevezetett tenzióméterekkel az oszlop tenzióprofilját ( $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_n$  vízoszlop cm), illetve az egyes tenzióméterek között kialakult tenziógradienset:  $\frac{\Delta\psi}{\Delta z}$ ;  $\Delta\psi = \psi_1 - \psi_2 \dots$  stb.,  $\Delta z = 10$  cm. Fenti adatok alapján a két-két mérési



1. ábra

Berendezés vízzel telítetlen talajok kapilláris vezetőképességének meghatározására a  $\psi = 0-50$  cm tenziótartományban. 1. PVC henger. 2. Vizsgálandó talajoszlop. 3. Gumi-karikával leszorított nylon szítaszövet a PVC-henger alsó nyílásának lezárására. 4. Szivacs-korong a kiadagolt víz egyenletes beszívargásának biztosítására. 5. A PVC-henger felső nyílását lezáró fedél a párolgás megakadályozására. 6. Tenzióméterek (üvegcsőbe forrasztott 6 mm átmérőjű és 1,5 mm vastag üvegszűrőkorong). 7. Precíziós adagolóberendezés. 8. Túlfolyóval ellátott, állandó vízszintű edény. 9. Szedőedény. 10. Átlátszó műanyagcső. 11. Vízzel töltött üveg manométercső. 12. Manométer-tábla.



## 4. táblázat

## A vizsgált talajok fontosabb fizikai tulajdonságai

(1) Tulajdonság	(2) Talajminta száma							
	U-1	U-2	U-3	U-4	U-5	U-6	U-7	U-8
a) Telítési %	66	46	41	30	44	45	64	53
b) Fajsúly, g/cm <sup>3</sup>	2,74	2,74	2,72	2,72	2,68	2,73	2,72	2,76
c) Mechanikai összetétel %								
d) Sósavas veszteség	25,95	33,17	33,43	23,53	7,38	19,80	3,06	14,13
1-0,25 mm	—	—	4,46	14,62	4,04	0,40	0,07	0,05
0,25-0,05 mm	6,71	11,80	22,86	58,77	10,68	34,12	8,11	9,87
0,05-0,01 mm	25,34	31,81	24,56	1,14	46,16	20,98	26,67	24,30
0,01-0,005 mm	8,37	5,04	2,48	0,35	5,40	3,95	9,60	7,80
0,005-0,001 mm	10,26	6,40	2,36	0,15	2,83	5,25	14,23	16,28
< 0,001 mm	23,37	11,78	9,85	1,44	23,51	15,50	38,26	27,57
Fizikai homok (1-0,01 mm)	32,05	43,61	51,88	74,53	60,88	55,50	34,85	34,22
Fizikai agyag (< 0,01 mm)	42,00	23,22	14,69	1,94	31,74	24,70	62,09	51,65
e) Térfogatsúly g/cm <sup>3</sup>	1,24	1,37	1,27	1,52	1,48	1,64	1,40	1,42
pF nedves-tartalom térf. %								
0	57,1	52,5	54,8	44,3	48,4	42,4	49,2	50,6
0,4	52,6	48,6	48,9	38,8	38,8	39,0	43,5	46,3
1,0	46,2	45,5	40,3	36,9	37,2	37,3	40,1	44,8
1,5	42,3	44,0	35,0	35,5	36,0	35,8	39,1	43,1
2,0	38,4	42,1	28,4	16,1	33,0	33,6	37,1	39,4
2,3	36,4	39,9	23,5	4,8	30,8	32,3	36,3	37,5
2,7	34,0	33,6	17,3	3,0	27,0	28,5	32,0	33,2
3,4	30,2	21,4	10,8	1,5	20,6	23,5	27,9	28,0
4,2	15,4	11,1	6,9	1,0	13,8	16,6	21,0	19,5
6,2	2,4	1,3	1,1	0,2	2,4	1,4	3,9	3,1
f) Hidraulikus vezetőképesség cm/nap	3,0	1,8	32,0	3,00	5,0	60,0	350	1,1

ponton mért tenzió átlagaihoz  $\left(\frac{\psi_1 + \psi_2}{2}, \frac{\psi_2 + \psi_3}{2} \text{ stb.}\right)$  tartozó  $[k\text{-értékeket a (4) egyenlet } k\text{-ra megoldott változata alapján számítjuk:}$

$$k = \frac{V}{\frac{\Delta\psi}{\Delta z} - 1} \quad (5).$$

Az ily módon számított  $k\text{-értékeket a } \psi \text{ tenzió függvényében log-log skálán ábrázolva kapjuk meg az egyes talajok kapilláris vezetőképességét jellemző } k = f(\psi) \text{ függvénygörbéket. A méréseket addig kell folytatni, míg e függvénygörbék megszerkesztéséhez elegendő mérési ponttal rendelkezünk. Homogén talajoszló esetén valamennyi mérési pont felhasználható a talajt jellemző egyetlen függvénygörbe megszerkesztéséhez, míg rétegzett talajok esetén minden 10 cm-es rétegre (illetve homogénnek tekinthető vastagabb$



## 5. táblázat

**Vizsgálati rendszerünk a talaj kapilláris vezetőképességének  
a tenzió függvényében történő meghatározására**

(1) Mérési tartomány $\psi = \text{cm}$	(2) A talaj tenzióprofilját szabályozó berendezés  $\psi_a = \text{cm}$	(3) Vákuumot biztosító berendezés	(4) Tenzióméte- rek mini- mális levegő- áteresztési különb- értéke $\psi_a = \text{cm}$	(5) Folyadék a manométer- csövekben	(6) Ábra- szám
0— 50	a) Állandó vízszintű edény —	—	100	f) víz	1.
50—100	b) Homoklapos berendezés 150	d) „Függő víz- oszlop”	200	f) víz	2.
100—800	c) Kaolinlapos berendezés 850—900	e) „Függő víz- oszlop” + vákuum stabi- lizátor	900	g) higany	3.

rétegre) külön  $k - \psi$  görbe szerkesztendő, s ezért megfelelő számú mérési pont eléréséhez a meghatározást több tenziótartományban kell elvégezni.

A  $k = f(\psi)$  függvénygörbék meghatározására kialakított vizsgálati rendszerünket foglaltuk össze az 5. táblázatban. A különböző tenziótartományokban történő mérésekhez kifejlesztett vizsgálati berendezéseinket mutatjuk be az 1. 2. és 3. ábrán.

## 5/a táblázat

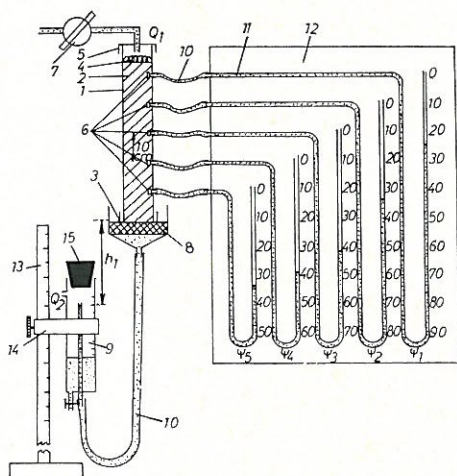
**Könnyen szabályozható, pontos, folyamatos és egyenletes vízadagolást biztosító  
berendezések**

(1) Berendezés	(2) Vízadagolás inter- valluma		(3) Adagolásszabályozás lehetőségei
	ml/óra	cm/nap*	
a) Konstans hidrosztatikus nyomású bűretta, ill. kihúzott végű üvegcső	>100	>145	e) hidrosztatikus nyomás f) csőátmérő
b) Változtatható, de konstans hidro- sztatikus nyomású, finomra kihú- zott végű üvegcső-spirál (csiga)	25—100	36—145	e) hidrosztatikus nyomás g) spirálszám f) csőátmérő
c) Elektromos meghajtású perisz- taltikus pumpa (5 fokozatos, svéd gyártmányú Re Cychrom, TYP 4912/A)	1—50	1,45—72,5	f) csőátmérő h) perisztaltikát biztosító kerék sebessége
d) Szinkronmotor (angol gyártmányú Stanton DTG program-kontrolláló szinkronmotorjai) meghajtású pre- cízios dugattyús bűretta (Metrohm titriszkóp bűrettája)	0,02—1	0,029—1,45	i) különböző áttételű szinkronmotorok j) fogaskerékáttétel a szinkronmotor és a bűretta adagoló- kereke között k) bűrettaátmérő

\* Az általunk használt 16,6 cm<sup>2</sup> felületű PVC henger alkalmazása esetén.

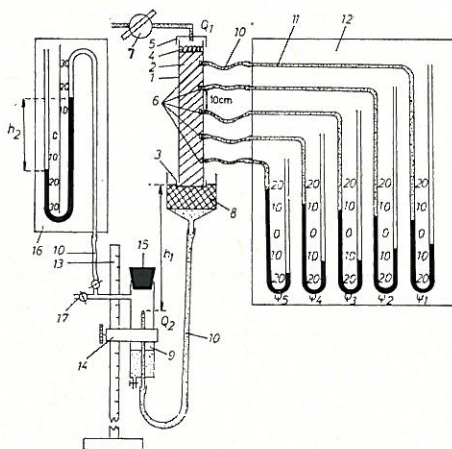


A vizsgálandó talajoszlop vagy előző munkánkban [38] ismertetett speciális fűrőberendezéssel begyűjtött bolygatatlan szerkezetű „mikromonolit”, vagy laboratóriumban előállított bolygatott szerkezetű talajminta. A talaj mindkét esetben egy PVC hengerben helyezkedik el, amelynek alját gumikarikával elszorított nylon szitaszövet zárja, oldalán pedig 10 cm-enként egy-egy 1 cm átmérőjű kerek nyílás teszi lehetővé a tenzióméterek bevezetését a talajoszlopba. A talajoszlop tetejére szivacskorong kerül az oszlopra adagolt víz egyenletes beszivárgásának biztosítására, míg a PVC henger felső nyílását az adagoló-berendezés csövének bevezetésére szolgáló nyílással ellátott fedél zárja a párolgás megakadályozására.



2. ábra

Berendezés vízzel telítetlen talajok kapilláris vezetőképességének meghatározására a  $\psi = 50-100$  cm tenziótartományban. 1.—7. lásd az 1. ábrán. 8. Homoklapos berendezés töltete (azbesztgyaputra rétegezett finom homok). 9. Konstans vákuumot („függő vízoszlop”) biztosító, állandó vízszintű edény. 10.—12. lásd az 1. ábránál. 13. cm-beosztással ellátott acélállvány. 14. Rögzíthető fémkonzol az állandó vízszintű edény magasságának, illetve ezáltal a függő vízoszlop által biztosított vákuum mértékének szabályozására:  $\psi = h_1$  cm. 15. Gumidugó.



3. ábra

Berendezés vízzel telítetlen talajok kapilláris vezetőképességének meghatározására a  $\psi = 100-800$  cm tenziótartományban. 1.—7. lásd az 1. ábrán. 8. Kaolinlapos berendezés töltete (azbesztgyaputra rétegezett finom homok—kaolin keverék). 9. Állandó vízszintű edény (egyben vákuumedény). 10. és 12. lásd az 1. ábrán. 11. higanyalt öltött üveg manométercső. 13.—15. lásd a 2. ábrán. 16. Higanys manométer. 17. Csappal ellátott vezeték a vákuumstabilizátor (vákuumszivattyú + automatikus higanyos-regulátor) felé

Több éves előkísérleteink alapján a módszerrel kapcsolatban az alábbi technikai megoldásokat fejlesztettük ki:

a) A pontos, folyamatos, hosszú időn keresztül egyenletes és könnyen szabályozható vízadagolás biztosítására alkalmazott berendezéseinket az 5/a. táblázatban közöljük. Az igen kis vízmennyiség egyenletes és pontos adagolására kifejlesztett kombinációs megoldásunk nemzetközi viszonylatban is továbbfejlesztést jelent, műszaki paraméterei igen kedvezőek.

b) A talajoszlopban végbemenő tenzióprofil-változások gyors, egyszerű és pontos regisztrálására a Nyíregyházi Szilikátipari KTSZ által kívánalmaink-



nak megfelelően elkészített (egy üvegcső kissé kiszélesedő végébe beforrasztott) 6 mm átmérőjű és 1,5 mm vastag üvegszűrő lapocskákat használtunk tenzió-méterként, amelyek különböző pórusméretüknek megfelelően különböző tenziótartományban tesznek lehetővé mérést.

c) A talajoszlop tenzióprofiljának szabályozására és stabilizálására az alacsony tenziótartományban ( $\psi = 0-50$  cm) egyszerűen konstans (túlfolyóval ellátott edénnyel biztosított) „talajvizszintet” (1. ábra), a magasabb tenziótartományban pedig előző közleményünkben [37] részletesen ismertetett homoklapos és kaolinlapos berendezéseink kisméretű változatait alkalmaztuk (2. illetve 3. ábra).

A  $k = f(\psi)$  függvénygörbék megszerkesztése után következő lépés azok matematikai leírása. Erre vonatkozóan a szakirodalomban 3 egyenlet általánosan elfogadott:

$$k = \frac{a}{\psi^n} \quad (\text{WIND, [47], VISSER, [41], WESSELING [43]}) \quad (6)$$

ahol:

$k$  = kapilláris vezetőképesség — cm/nap

$\psi$  = tenzió — vízoszlop cm

$a$  = kísérletileg meghatározott konstans (VISSER szerint ez az érték hasonló a közel telített talaj hidraulikus vezetőképességéhez)

$n$  = kísérletileg meghatározott kitevő (értéke 1,5–2,0 nehéz mechanikai összetételű talajoknál, 2,0–4,0 könnyű mechanikai összetételű talajoknál)

$$k = \frac{a}{b + \psi^n} \quad (\text{GARDNER [1, 6, 7]}) \quad (7)$$

ahol:

$k, \psi, n$  = lásd (6) egyenletnél

$a, b$  = kísérletileg meghatározott állandók

$a/b$  = vízzel telített talaj ( $\psi = 0$ ) hidraulikus vezetőképessége — cm/nap

$$k = \frac{K}{e^{\alpha(\psi - \psi_a)}} \quad (\text{RIJTEMA [24]}) \quad (8)$$

ahol:

$k, \psi$  = lásd (6) egyenletnél

$K$  = vízzel telített talaj ( $\psi = 0$ ) hidraulikus vezetőképessége — cm/nap

$\psi_a$  = tenzió a levegőáteresztési küszöbértéknél (air entry point) — vízoszlop cm

$\alpha$  = kísérletileg meghatározott konstans.

A vizsgált talajok közül az U-7 esetében a (6) egyenlet, a többi talajnál a (7) egyenlet felhasználásával volt a  $k - \psi$  összefüggés legjobban jellemezhető.

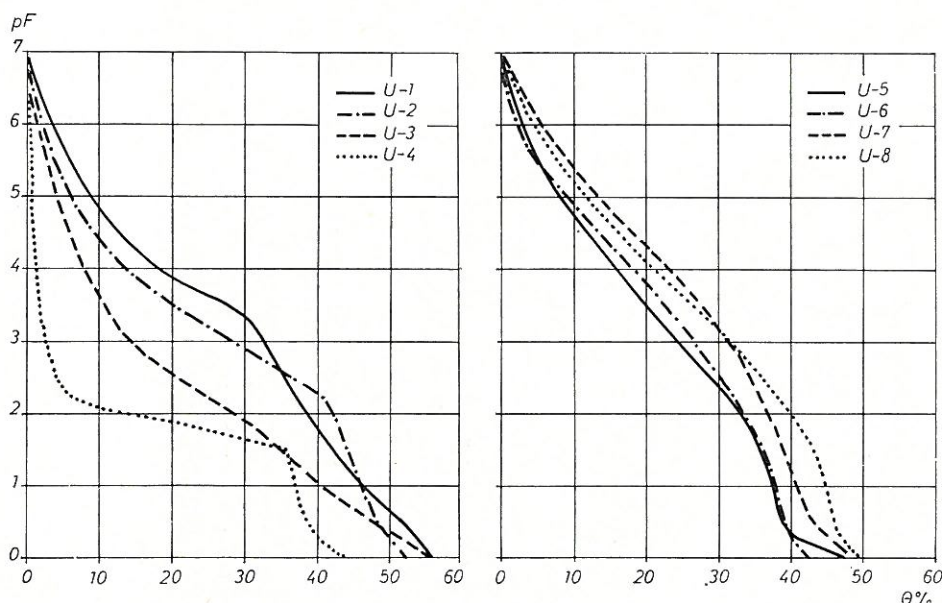
### Vizsgálati eredmények és azok értékelése

#### a) A vizsgált talajok kapilláris vezetőképessége a tenzió függvényében

A vízzel telített talajok hidraulikus vezetőképességének adatait a 4. táblázatban közöljük. Az adatokból megállapítható, hogy a mért  $K$ -értékek elsősorban nem a talaj mechanikai összetételével, hanem szerkezeti állapotával mutatnak összefüggést. Így pl. a kitűnő szerkezetű, gyökerekkel sűrűn átszőtt



U-7 agyagos vályog  $K$ -értéke egy nagyságrenddel nagyobb, mint az ugyancsak porózus, de gyakorlatilag gyökérzetmentes U-3 homokos löszé, illetve két nagyságrenddel nagyobb, mint a gyengébb szerkezetű U-1 vályogé. Nagy a hidraulikus vezetőképessége az U-4 homoknak és a jó szerkezetű U-6 homokos vályognak is, jóval kisebb a kedvezőtlenebb szerkezeti állapotú, összeizsapolódott U-5 és U-2 homokos vályognak, illetve az agyagos vályog mechanikai összetételű U-8 „alföldi lösz”-nek. A tapasztalt összefüggéseknek az az oka, hogy mivel a vízáteresztés mértéke a pórusok átmérőjének negyedik hatványával arányos [1, 4, 14, 45], azt sokkal inkább befolyásolja a pórusok méret szerinti megoszlása, a durva pórusok mennyisége, mint az összporozitás. Jó és ellenálló szerkezetű talajban pedig a morzsák és makroaggregátumok közt viszonylag sok a durva pórus. Vizsgálataink során meghatároztuk a kétfázisú talajok hidraulikus vezetőképességének időbeni változását is. Mivel ez gyakorlatilag elhanyagolható volt, megállapítottuk, hogy a szóbanforgó talajok



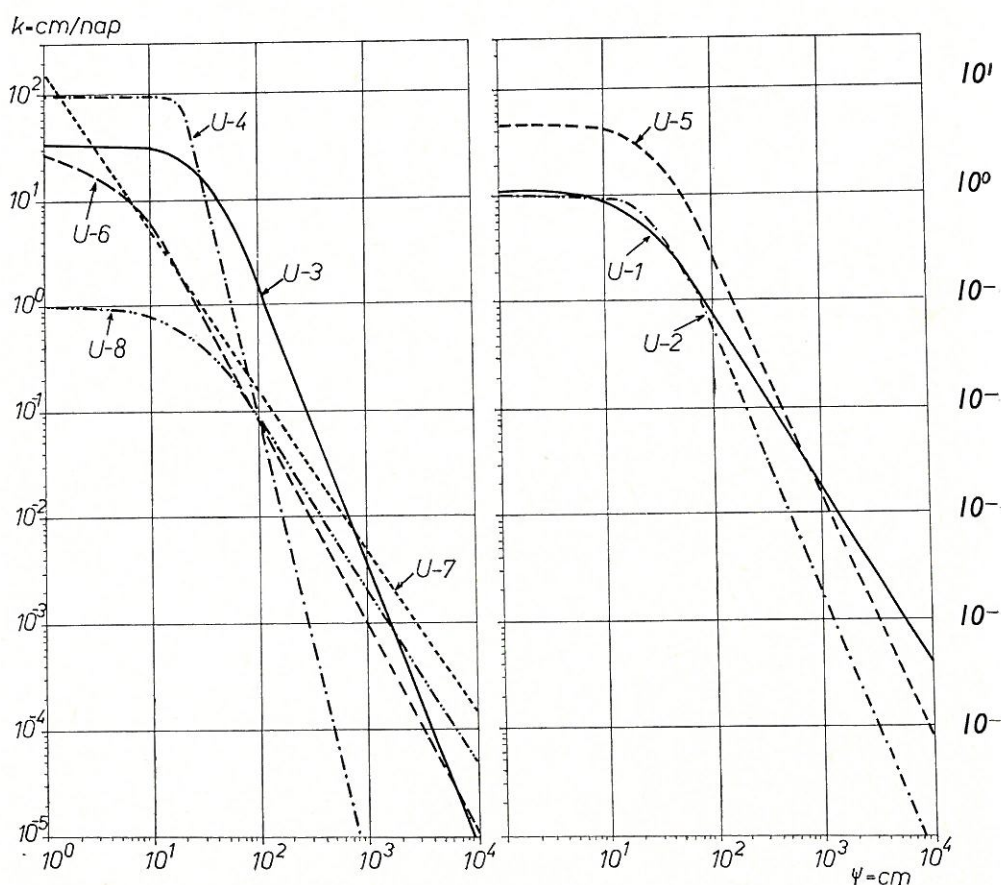
4. ábra  
A vizsgált talajok pF-görbéi

viszonylag stabil szerkezeti állapota miatt nem követünk el nagyobb hibát, ha — legalábbis jelen kísérletsorozat első közelítésében — konstans pórusviszonyokkal számolunk.

A pórusok méret szerinti megoszlásának jellemzésére igen jól felhasználhatók a  $\psi = f(\theta)$  összefüggést kifejező pF-görbék. A vizsgált talajok pF-görbéit mutatjuk be a 4. ábrán. Mint az ábrából és a 4. táblázat adataiból is kiténik, könnyű mechanikai összetételű talajokban (U-2, U-3, U-5, U-6), de különösen az U-4 homok esetében a tenzió növekedésével a térfogatszázalékban kifejezett nedvességtartalom nagymértékben csökken, míg ez a csökkenés a közepes mechanikai összetételű U-1, de különösen a nehéz mechanikai összetételű U-7



és U-8 talajok esetében lényegesen kisebb mértékű és csak a magasabb tenziótartományban következik be. A  $pF$ -görbék jellegzetes alakulásának az az oka, hogy a durvább szemcseösszetételű talajok nagyobb méretű vízzel telt pórusai már kis szívóerő hatására kiürülnek, míg a nehéz mechanikai összetételű talajok finomabb pórusaiban előforduló, valamint kisméretű és nagy fajlagos felületű szemcséin megkötött víz eltávolításához ennél jóval nagyobb szívóerőre van szükség. A morzsák és makroaggregátumok közti durva pórusokból, repedésekből, gyökérjáratokból már a legalacsonyabb tenziótartományban eltávozik a víz legnagyobb része. A  $pF$  0 és  $pF$  0,4 közti többnyire jelentős különbségek (4. táblázat) tehát szintén a talajok viszonylag kedvező és stabil szerkezeti állapotára, pórusviszonyainak állandóságára utalnak. A magasabb tenziótartományban azután egyre inkább a mikroaggregátumok, illetve elemi szemcsék méretei által meghatározott mikropórus-viszonyok tükröződnek a  $pF$ -görbékben [1, 14, 37].



5. ábra

A vizsgált talajok kapilláris vezetőképessége ( $k = \text{cm/nap}$ ) a tenzió ( $\psi = \text{cm}$ ) függvényében



6. táblázat

A vizsgált talajok kapilláris vezetőképessége a tenzió függvényében

(1) Paraméterek	(2) Talajminta száma							
	U-1	U-2	U-3	U-4	U-5	U-6	U-7	U-8
a) Egyenlet száma	(7)	(7)	(7)	(7)	(7)	(7)	(6)	(7)
<i>a</i>	182	5600	$3,17 \cdot 10^5$	$8,0 \cdot 10^7$	$1,0 \cdot 10^4$	550	152	120
<i>b</i>	150	5600	$1,00 \cdot 10^4$	$8,0 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^3$	22	—	110
<i>n</i>	1,7	2,5	2,65	4,5	2,3	1,92	1,5	1,6
<i>a/b</i>	1,21	1,00	31,7	100,0	5,0	25,0	—	1,09
<i>K</i>	3,0	1,8	32,0	300	5,0	60,0	350	1,1

A vizsgált talajok  $k = f(\psi)$  összefüggéseit kifejező függvénygörbéket az 5. ábrán mutatjuk be.

A görbék matematikai leírására az U-7 talaj esetében a (6), a többi talaj esetében a (7) egyenletet találtunk legmegfelelőbbnek. Az egyenletek paramétereinek az egyes talajokra jellemző, kísérletileg meghatározott értékeit foglaltuk össze a 6. táblázatban. Adataink alapján megállapítható, hogy a legalacsonyabb tenziótartományban ( $\psi < 10$  cm) a vizsgált talajok kapilláris vezetőképessége a vízzel telített talajok hidraulikus vezetőképességéhez hasonlóan jellemezhető, tehát az elsősorban a talajok szerkezeti állapotától függ. Ennek megfelelően a  $k$ -értékek:

$$U-7 > U-4 > U-3 > U-6 > U-5 > U-1 \approx U-8 \approx U-2.$$

GARDNER [6] szerint a (7) egyenletben szereplő  $a$  és  $b$  konstansok hányadosának értéke közelítőleg azonos a kétfázisú talaj  $K$ -értékével. Ez az U-3, U-5 és U-8 talajok esetében így is van: a mért  $k$ -értékek a (7) egyenlet jellegének megfelelően ebben a tenziótartományban alig csökkennek a tenzió növekedésével. Nem áll ez az U-1, U-2, de különösen az U-4 és U-6 esetében, ahol a talajban jelenlévő durva pórusok jelentősebb vízvesztése miatt a  $k$ -érték már ebben a tenziótartományban is tekintélyes mértékben csökken a tenzió növekedésével, a mért értékek tehát eltérnek a függvénygörbe által leírt értékektől. Ez az eltérés azonban a  $k = f(\psi)$  egésze szempontjából gyakorlatilag elhanyagolható [6, 7, 24, 33]. Néhány szerző az említett okok miatt jó és stabil szerkezetű talajok kapilláris vezetőképességének jellemzésére a (7) egyenletet javasolja [41, 47]. A kitűnő szerkezetű U-7 talaj esetében mi is ezt az egyenletet találtuk a legmegfelelőbbnek annak ellenére, hogy  $\psi = 0$  esetén az fizikailag nem értelmezhető.

Az alacsony tenziótartományban ( $\psi < 100$  cm) a könnyű mechanikai összetételű talajok kapilláris vezetőképessége nagyobb mint a nehezebb mechanikai összetételű talajoké, mivel az előbbiek viszonylag durva pórusainak nagy része még telített vízzel, s így részt vehet a víz vezetésében. A tenzió növekedésével — mint ezt a 4. ábrán bemutatott pF-görbék szemléletesen ábrázolják — csökken a talaj nedvességtartalma, csökken a vízzel telt pórusok mennyisége és azok átmérője, következésképpen csökken a talaj kapilláris vezetőképessége is. Ez a csökkenés az U-4 durva homoknál nagymértékű, hisz itt a durva póru-



sok már viszonylag kis szívóerő hatására szinte teljesen kiürülnek, a finom pórusok mennyisége pedig jelentéktelen (4. ábra). Nem ilyen éles a csökkenés az U-2 és U-5 homokos vályog, illetve az U-3 homokos lösz esetében, még mérsékeltebb az U-1 vályogban, illetve az U-7 agyagos vályogban és U-8 „alföldi lösz”-ben. A nehéz mechanikai összetételű talajokban több a finom pórus, ezek jelentős része nagyobb tenzióval is vízzel telt, s így részt vehet a víz — igaz kismértékű — vezetésében. Fentieknek megfelelően a (6) és (7) egyenletek „n” kitevője, amely a  $k = f(\psi)$  függvénygörbék meredekségét, a  $k$ -értékek tenzió növekedésével történő csökkenésének mértékét fejezi ki, az U-4 homoknál 4,5, a könnyű mechanikai összetételű U-2, U-3 és U-5 talajoknál 2,3–2,7, a közepes mechanikai összetételű U-1 talajnál 1,7, a nehéz mechanikai összetételű U-7 és U-8 esetében 1,5–1,6 (6. táblázat). Adataink egybevágóak GARDNER [1, 6, 7], RIJTEMA [24, 25], TALSMA [33], VISSER [40, 41], WIND [46, 47] és mások irodalmi adataival.

A  $K$  és  $n$  értékek együttes hatásának következményeként pF 2,0 körül a különböző vizsgált talajok kapilláris vezetőképessége közel azonos:  $k \approx 10^{-1}$  cm/nap (5. ábra). Ez alól csak az U-3 homokos lösz jelent kivételt ( $k = 1,5$  cm/nap).

A magas tenziótartományban ( $\psi > 100$  cm) a nehezebb mechanikai összetételű talajok  $k$ -értékei nagyobbak (5. ábra):

$$U-7 \approx U-8 > U-1 > U-5 \approx U-6 > U-3 > U-2 > U-4.$$

Az 5. ábráról az is megállapítható, hogy a folyadékmozgás pF 3,0–3,5 felett — különösen könnyű mechanikai összetételű talajokban — gyakorlatilag jelentéktelen:  $k = 10^{-4} - 10^{-6}$  cm/nap.

#### b) Vízmozgás homogén háromfázisú talajban

Ha a háromfázisú talajban végbemenő vízmozgás alapösszefüggéseit kifejező (4) egyenletet a talaj felszíne és a talajvízszint közti szelvényre vonatkoztatjuk, numerikus integrációval és azt „ $z$ ”-re megoldva az alábbi összefüggést kapjuk:

$$z = \int_0^{\psi} \frac{\Delta\psi}{1 + \frac{V}{k}} \quad (9)$$

ahol: „ $z$ ” ebben az esetben a talajvízszinttől mért függőleges távolság, illetve a talajvízszint terepalatti mélysége cm-ben.

A  $k = f(\psi)$  ismeretében a (9) egyenlet alkalmazásával a  $V$ ,  $z$  és  $\psi$  összefüggései három — egymáshoz hasonló tartalmú — görbesereggel fejezhetők ki:

a) Összefüggés a talajvízszinttől mért függőleges távolság ( $z = \text{cm}$ ) és a tenzió ( $\psi = \text{cm}$ ) között különböző sebességű felfelé irányuló vertikális kapilláris vízmozgás ( $V = \text{cm/nap}$ ) esetén [24, 33, 47].

b) Összefüggés a  $V$  és  $\psi$  között különböző  $z$  esetén [24].

c) Összefüggés a  $V$  és  $z$  között különböző  $\psi$  esetén [33].

Az a)-típusú görbeseregeket a (9) egyenlet felhasználásával a vizsgált talajokra is megszerkesztettük és a 6. ábrán mutatjuk be.

A bemutatott görbeseregekről szemléletesen kitűnik, hogy:

— Egyensúlyi állapotban a talajszelvény bármely pontján mért tenzió vízoszlop cm-ben kifejezett értéke megegyezik e pontnak a talajvízszinttől



mért, cm-ben kifejezett függőleges távolságával:  $\psi = z$ . A talajvízszinttől 1–10–100 cm távolságra a tenzió 1–10–100 cm, illetve a talaj nedvességtartalma pF 0–1–2 értéknek megfelelő. Ilyen esetben a háromfázisú talajban vízmozgás nincs:  $V = 0$ .

— Ha a mért tenzió kisebb, mint a talajvízszinttől mért függőleges távolság ( $\psi < z$ ), úgy a vertikális kapilláris vízmozgás lefelé irányuló (pl. beszívargás).

— Ha a mért tenzió nagyobb, mint a talajvízszinttől mért függőleges távolság ( $\psi > z$ ), úgy a vertikális kapilláris vízmozgás felfelé irányuló.

— A felfelé irányuló kapilláris vízmozgás sebessége — a (4) egyenletnek megfelelően — a talaj kapilláris vezetőképességétől, a  $k = f(\psi)$  jelleggörbétől, a talajvízszinttől mért függőleges távolságtól ( $z = \text{cm}$ ) és a talajszelvény adott pontján mért tenziótól ( $\psi = \text{cm}$ ) függ.

A görbeseregekről közvetlenül leolvasható, hogy a talajvízszinttől különböző függőleges távolságra elhelyezkedő talajrétegekben, illetve a talajvízszint különböző terepalatti mélysége esetén az adott tenzióviszonyok mellett milyen a kapilláris vízmozgás iránya és maximális sebessége. Ezeket az adatokat

#### 7. táblázat

Összefüggés a felfelé irányuló vertikális kapilláris vízmozgás maximális sebessége ( $V = \text{cm}$ ) és a talajvízszinttől mért vertikális távolság ( $z = \text{cm}$ ) között különböző tenzióviszonyok ( $\psi = \text{cm}$ ) esetén

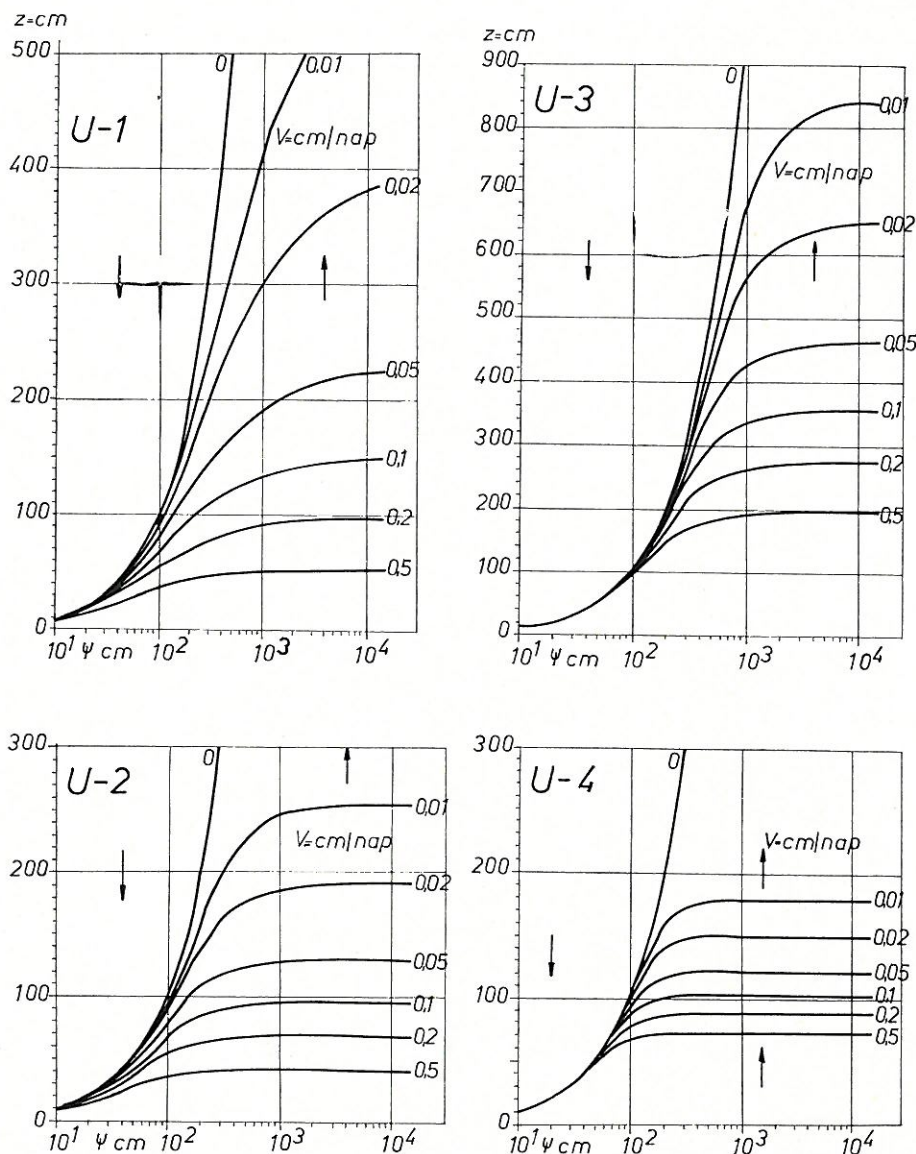
$\psi = \text{cm}$	(1) $V = \text{cm/nap}$	(2) Talajminta száma							
		U-1	U-2	U-3	U-4	U-5	U-6	U-7	U-8
		$z = \text{cm}$							
200	0,5	42	41	144	70	86	53	67	40
	0,2	69	64	167	87	116	78	100	67
	0,1	94	85	181	101	140	102	126	93
	0,05	121	108	190	117	160	125	152	120
	0,02	150	140	195	140	180	155	175	152
	0,01	170	160	198	158	190	173	186	176
1000	0,5	50	43	190	71	98	60	86	49
	0,2	88	70	262	88	145	94	151	91
	0,1	133	96	336	103	197	135	222	136
	0,05	190	128	423	121	258	186	317	202
	0,02	301	187	560	150	377	283	477	322
	0,01	410	245	670	178	470	381	610	432
15000	0,5	54	43	194	71	100	62	100	54
	0,2	97	70	271	89	150	98	184	102
	0,1	150	97	354	103	206	142	287	159
	0,05	225	130	460	122	276	203	450	247
	0,02	385	192	648	151	420	327	781	430
	0,01	578	254	840	179	554	465	1199	644

kat foglaltuk össze a 7. táblázatban. Adataink alapján (6. ábra, 7. táblázat) megállapítható, hogy:

— Igen könnyű mechanikai összetételű talajoknál (U-4) a felfelé irányuló kapilláris vízmozgás mértéke ( $V = \text{cm/nap}$ ) érzékenyen függ a talajvízszinttől mért függőleges távolságtól ( $z = \text{cm}$ ), viszont igen kis mértékben függ a talaj-



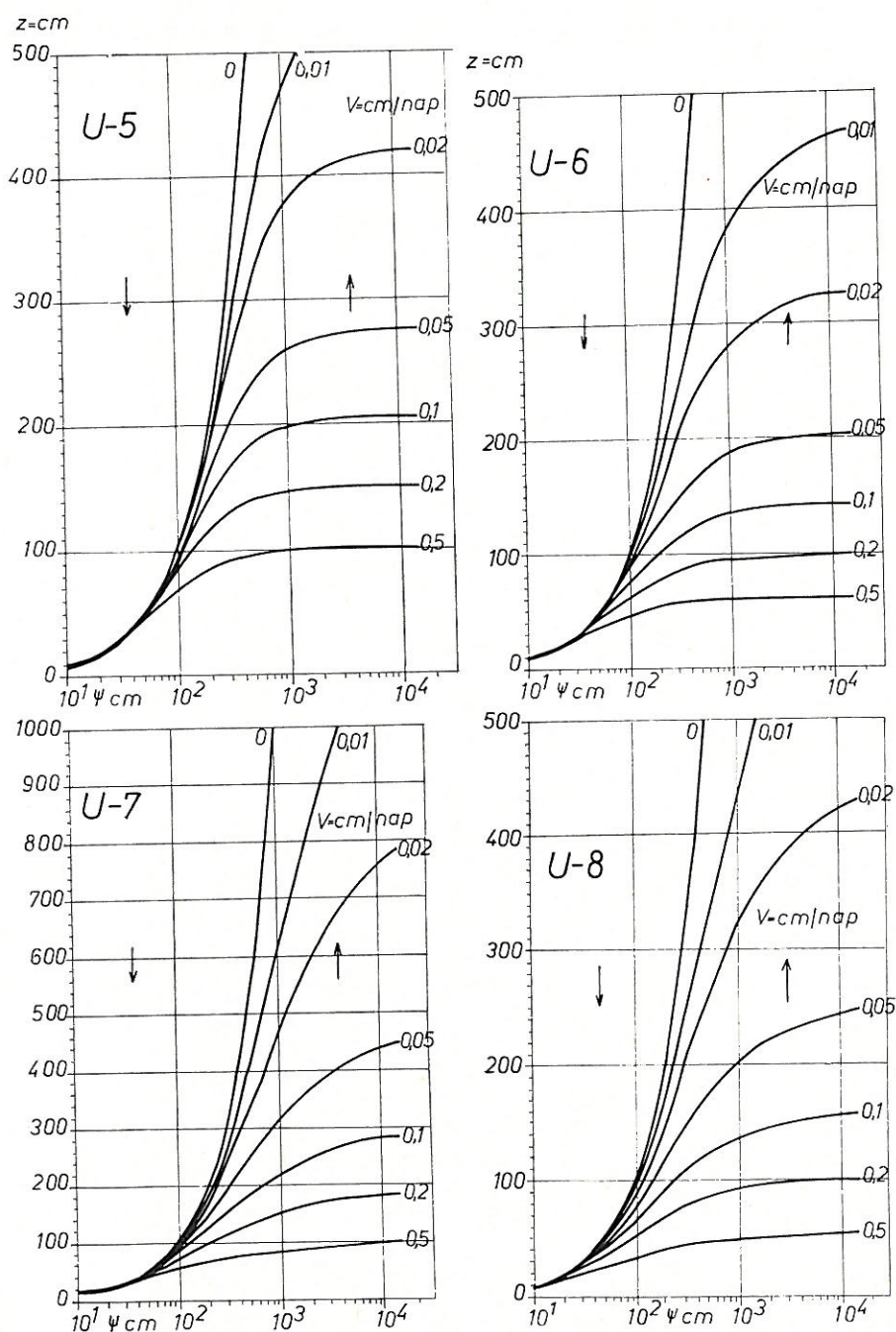
szelvény tenzióviszonyaitól ( $\psi = \text{cm}$ ): a különböző  $V$ -értékeket reprezentáló vonalak egymáshoz közel helyezkednek el a görbeseregben és  $\psi = 300 \text{ cm}$  fölött gyakorlatilag vízszintesek (6. ábra). Mélyen elhelyezkedő talajvízből a kapilláris vízmozgás jelentéktelen mennyiségű vizet szállít a talajvízszint feletti talajrétegekbe.



6.

A vertikális kapilláris vízmozgás iránya és a felfelé irányuló kapilláris vízmozgás sebessége ( $\psi = \text{cm}$ )





ábra  
 ( $V = \text{cm/nap}$ ) a talajvízszinttől mért függőleges távolság ( $z = \text{cm}$ ) és a tenzióviszonyok  
 függvényében



— A többi talaj esetében 0,5 cm/nap sebességű felfelé irányuló kapilláris vízmozgás általában a talajvízszinttől 40–100 cm függőleges távolságra levő talajrétegekben mehet végbe. A tenziótól való függés itt is mérsékelt: a  $V = 0,5$  cm/nap vonalak hamar ellaposodnak (6. ábra).

— A kisebb  $V$  sebességekhez tartozó  $z$ -értékekben a talajtól és a tenzióviszonyoktól függően egyaránt egyre nagyobb különbségek tapasztalhatók. Minél nagyobb a talaj hidraulikus vezetőképessége a teljes telítettséghez közeli tenziótartományban és minél kevésbé csökken ez a  $\psi$  növekedésével (minél kisebb az „ $n$ ”), bizonyos  $V$  sebesség annál mélyebb talajvízszint esetén (illetve a talajvízszinttől annál távolabbi talajrétegekben) következhet be. Az U-7 talaj ( $K = 350$  cm/nap,  $n = 1,5$ ) esetében pl. 0,02 cm/nap sebességű felfelé irányuló kapilláris vízmozgás a talaj felszínének holtvízig történő kiszáradása esetén ( $\psi = 10^{4,2}$  cm) még 781 cm-es talajvízmélységnél is bekövetkezhet, míg a talajszelvény állandóan nedvesen tartása esetén ( $\psi = 10^3$ , illetve  $\psi = 10^{2,3}$  cm) ez csak 477, illetve 175 cm-es talajvízszint mellett fordulhat elő.

Ugyanakkor például az U-2 talajnál ( $K = 1,8$  cm/nap,  $n = 2,5$ ) a  $V = 0,02$  cm/nap-ra számított  $z$ -érték  $\psi = 10^{2,3} - 10^3 - 10^{4,2}$  cm esetén: 140 – 187 – 192 cm (7. táblázat). Nehezebb mechanikai összetételű talajok esetében a talajvízből a talajvízszint feletti rétegekbe jutó víz mennyisége még viszonylag mély talajvízszint esetén sem elhanyagolható. Ez a megfigyelésünk teljesen egybevág azokkal az irodalmi adatokkal és gyakorlati tapasztalatokkal, amelyek szerint a kapilláris vízmozgás mértéke közepesen nehéz mechanikai összetételű talajokban legnagyobb, itt legkedvezőbbek a növény talajvízből történő vízellátásának feltételei [24, 25, 40, 41, 46, 47], de ilyen talajokban legnagyobb a talajvízből történő sófelhalmozódás és szikesedés veszélye is [12, 29, 30, 33, 39, 42].

### c) *Vízmozgás rétegzett háromfázisú talajokban*

A 6. ábrán bemutatottakhoz hasonló görbeseregek adatai közvetlenül természetesen csak homogén talajszelvényekre vonatkoztathatók. Rétegzett talajok esetében a görbeseregeket minden jellemző genetikai szintre, eltérő tulajdonságokkal rendelkező talajrétegre meghatározzuk és azok integrált elemzésével nyerünk a rétegzett talajszelvényekre jellemző értékeket. A vizsgált U-4 durva homokból, U-5 homokos vályogból és U-7 agyagos vályogból különbözőképpen rétegzett elméleti talajszelvény-modelleket építettünk fel. A 6. ábra görbeseregeinek felhasználásával kiszámítottuk, hogy a 12 rétegzett talajszelvény modellben a talajvízszinttől milyen vertikális távolságra fordulhat elő 0,5; 0,1 és 0,02 cm/nap sebességű felfelé irányuló kapilláris vízmozgás (feltételezve, hogy a talaj felszínén  $\psi = 10^{4,2}$  cm). Adatainkat szemléletes oszlop-diagramokon a 7. ábrán mutatjuk be. Hasonló számításokat a K-2, S-1 és S-5 dunavölgyi (Solt), valamint a T-1 tiszántúli (Törökszentmiklós) természetes rétegzettségű talajszelvényekre is elvégeztük (7. ábra 16–19. oszlopok).

A számítási eljárást a 7. oszlop példáján ismertetjük.  $V = 0,5$  cm/nap-ra vonatkozóan a talajszelvény rétegzettségének tulajdonképpen nincs is jelentősége, mivel az U-4 görbeserege (6. ábra) alapján megállapítható, hogy ilyen  $V$ -érték a talajvízszinttől 71 cm függőleges távolságra következik be, a szóbanforgó modellben pedig az U-4 durva homok 80 cm vastagságban helyezkedik el a talajvízszint felett. Tehát:  $z_{0,5} = 71$  cm.

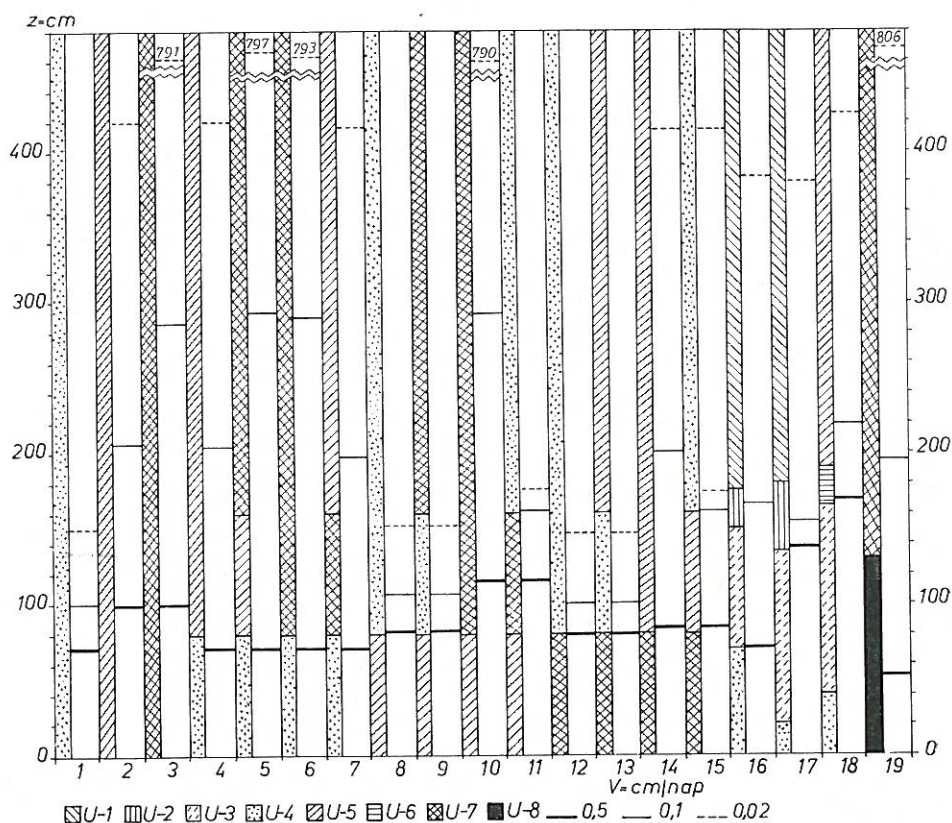


A  $z_{0,1}$  meghatározásának lépései a következők:

A) Az U-4 görbeseregéről leolvassuk, hogy a 80 cm-es durva homok réteg felső határán mennyi a  $V = 0,1$ -hez tartozó tenzió:  $\psi_{0,1} = 89$  cm.

B) A következő réteg (U-7) görbeseregénél leolvassuk, hogy  $\psi_{0,1} = 89$  cm milyen  $z_{0,1}$ -nek felel meg. Ez jelen esetben 78 cm. Ehhez hozzáadjuk az U-7 réteg vastagságát (80 cm) és leolvassuk, hogy  $78 + 80 = 158$  cm  $z$ -nél (az U-7 réteg felső határán) mennyi a  $V = 0,1$ -hez tartozó tenzió:  $\psi_{0,1} = 310$  cm.

C) A következő réteg (U-5) görbeseregéről leolvassuk, hogy a meghatározni kívánt  $\psi_{0,1} = 10^{4,2}$  cm és a réteg alsó határán mért  $\psi_{0,1} = 310$  cm-hez tartozó  $z$ -értékek közt mennyi a különbség. Ez az adott példában  $205 - 167 = 38$  cm. Ezt az értéket hozzáadva az U-5 réteg alsó határának a talajvízszinttől mért távolságához, megkapjuk a  $V = 0,1$  cm/nap-hez tartozó  $z$ -értéket. Jelen esetben:  $160$  cm ( $80$  cm U-4 +  $80$  cm U-7) +  $38$  cm =  $198$  cm. Ez azt jelenti, hogy a 7. ábrán bemutatott modellben  $0,1$  cm/nap sebességű felfelé irányuló kapilláris vízmozgás a talajvízszinttől  $198$  cm függőleges távolságra következhet be.



7. ábra

Összefüggés a talajvízszinttől mért vertikális távolság ( $z$  = cm) és a felfelé irányuló vertikális kapilláris vízmozgás maximális sebessége ( $V$  = cm/nap) között rétegzett talajszelvény-modellekben ( $\psi = 10^{4,2}$  cm).



A számítások — teljesen hasonló módon — különböző rétegezetséggű talajokra, különböző  $V$ -értékekre és különböző tenzióprofilokra elvégezhetők, célszerűen egyszerű számítógép-programok alkalmazásával.

A 7. ábráról szemléletesen kitűnik, hogy a talajok rétegezetsége igen jelentős mértékben befolyásolja a talajszelvényben végbemenő kapilláris vízmozgást. Általános érvényű összefüggésként megállapítható, hogy :

— ha a mechanikai összetétel a mélységgel nehezebbé válik a felfelé irányuló kapilláris vízmozgás sebessége csökken, mivel mind a nedves (talaj-vízhez közeli) agyag, mind a száraz (talajvíztől távoli) homok kapilláris vezetőképessége viszonylag kicsi

— ha a mechanikai összetétel a mélységgel könnyebbé válik (például alluviumok, stb.) a felfelé irányuló kapilláris vízmozgás sebessége nő, mivel mind a nedves homok, mind a száraz agyag kapilláris vezetőképessége viszonylag nagy.

Sok más tényező mellett ez is egyik oka lehet, hogy rossz drénviszonyokkal rendelkező alluviális síkságokon a talajvízből történő sófelhalmozódás potenciális lehetősége fokozott mértékű.

A vizsgált dunavölgyi szelvényekben (K-2, S-1, S-5) a nagy sebességhez tartozó  $z_{0,5}$ -érték elsősorban a talajvízszint feletti U-4 durva homok és U-3 homokos lösz rétegek vastagságától és településviszonyaitól függ. Vastag lösz-réteg esetén jóval nagyobb (S-1: 138 cm, S-5: 170 cm). A nehezebb mechanikai összetételű, tisztántúli T-1 szelvényben a  $z_{0,5}$  csupán 54 cm.

A  $z_{0,5}$ -értékek a vizsgált 4 talajszelvényben közel hasonlóak: 150 — 220 cm. A  $z_{0,02}$ -értéke a dunavölgyi szelvényekben hasonló (380 — 425 cm), a T-1 szelvényben viszont kiemelkedően nagy (806 cm). Adataink számszerűen bizonyítják előbbi megállapításunkat: nehezebb mechanikai összetételű talajokban még mélyen elhelyezkedő talajvízből is jelentős mennyiségű víz juthat kapilláris vízmozgás révén a talajvízszint feletti talajrétegekbe.

#### d) *Vízmozgás rétegezett háromfázisú talajokban ingadozó talajvízszint esetén*

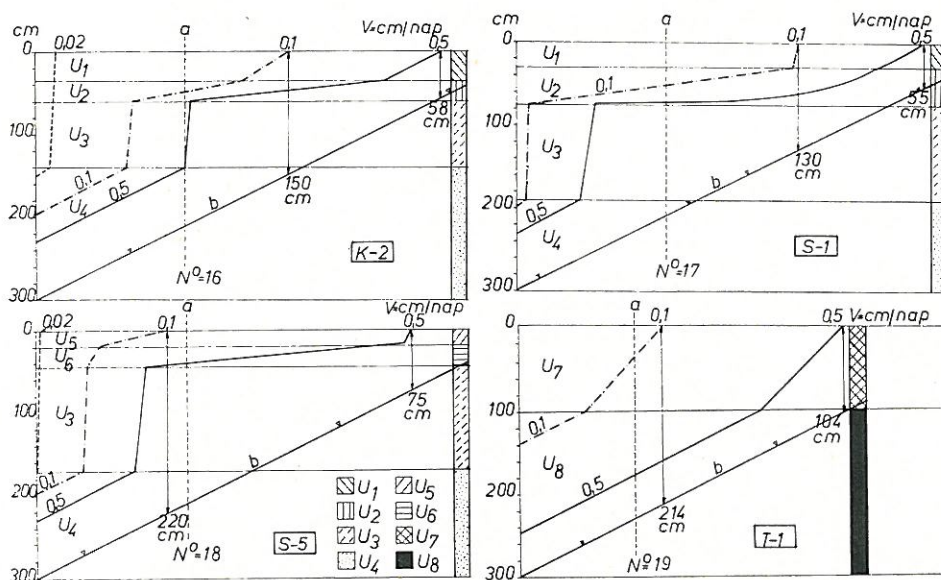
A rétegezett talajszelvényekre kiszámított  $z$ -értékek (7. ábra) csak állandó talajvízszint esetén nyújtanak reális képet a tényleges viszonyokról. A talajvízszint emelkedése vagy süllyedése esetén ugyanis megváltoznak a talaj felszíne és a talajvízszint közti szelvény rétegezetségi viszonyai és ennek következményeként természetesen megváltoznak a különböző sebességekre kiszámított  $z$ -értékek is. Véleményünk szerint ezért ingadozó talajvízszint esetén csak a 8. ábrán bemutatottakhoz hasonló diagramokkal jellemezhető megfelelően a rétegezett talajszelvényekben ténylegesen végbemenő kapilláris vízmozgás.

A 8. ábrán a vizsgált 4 talajszelvényre vonatkozóan bemutatott diagramokon feltüntettük a talajszelvények rétegezetségét, valamint a változó talajvízszintet. A változó talajvízszint és a talaj felszíne közt ily módon kialakuló — különböző vastag és különböző rétegezetséggű — szelvényekre a c) pontban leírt módon meghatározzuk a különböző sebességekhez ( $V = 0,5 \text{ — } 0,1 \text{ — } 0,02 \text{ cm/nap}$ ) tartozó  $z$ -értékeket. Ha a számításokat megfelelő sűrűségben felvett kereszt-szelvényekre elvégezzük (célszerűen ismét számítógépek alkalmazásával), úgy a nyert  $z_{0,5} \text{ — } z_{0,1} \text{ — } z_{0,02}$  pontok, illetve pontsorok  $z_{0,5} \text{ — } z_{0,1} \text{ — } z_{0,02}$  görbékbe köthetők össze. A 8. ábrán bemutatott diagramokon ezeket a görbéket tüntettük fel a K-2, S-1, S-5 és T-1 talajszelvényekre vonatkozóan. Szaggatott függőleges vonallal azt a kereszt-szelvényt jelöltük, amelyre a 7.



ábra oszlopdigramjait megszerkesztettük. A különböző  $V$ -sebességre megszerkesztett  $z$ -görbék és a talajfelszín metszéspontja, valamint a talajvízszint közti függőleges távolság adja meg a talajvízszint azon terepalatti mélységét, amelynél a szóbanforgó sebességű felfelé irányuló kapilláris vízmozgás bekövetkezhet.  $V = 0,5$  cm/nap-ra vonatkozóan ez az érték a K-2 szelvénynél 55 cm, az S-1 szelvénynél 59 cm, az S-5 szelvénynél 78 cm, a T-1 szelvénynél 104 cm. A  $V = 0,1$  cm/nap-ra kapott értékek a fenti sorrendben 150 cm, 136 cm, 220 cm és 218 cm. A  $z_{0,02}$ -görbe a választott léptékben csak a K-2 szelvény-nél volt ábrázolható, a talajfelszínnel történt metszéspontjánál a talajvízszint mélysége 290 cm. A többi szelvényenél  $> 300$  cm (8. ábra).

A számítások természetesen úgy is elvégezhetők, hogy nem a talaj felszínét, hanem az ún. „aktív gyökérzóna” alsó határát választjuk 0-szintnek.



8. ábra

Összefüggés a talajvízszint terepalatti mélysége ( $z = \text{cm}$ ) és a felfelé irányuló vertikális kapilláris vízmozgás maximális sebessége ( $V = \text{cm/nap}$ ) között négy rétegzett talajszelvény-modellben, változó talajvízszint esetén. a) a 7. ábrán feltüntetett rétegzett talajszelvény-modell metszete és száma, b) talajvízszint

#### e) Gyakorlati alkalmazás

Az ismertetett összefüggések felhasználásával a talaj tenzióprofiljának (vagy a pF-görbék ismeretében tenzióprofilá átszámítható nedvességprofiljának), illetve e profilok tér és időbeni megoszlásának, változásainak, valamint a talajvízszint terepalatti mélységének és ingadozásának ismeretében a rétegzett talajszelvényekben végbemenő vízmozgás iránya és sebessége pontosan meghatározható és talajszelvényekre, talajtérképezési egységekre (talajtípus, altípus, változat), vagy meghatározott területekre vonatkoztatható. A talaj tenzió- vagy nedvességprofiljának dinamikája vagy közvetlenül mérhető (célszerűen telemetrizált tenziográfokkal vagy higrografíaakkal); vagy a talajfelszínen keresztüli vízmozgás eredőjének (csapadék + beszivárgó felszíni



vizek + öntözővíz — evapotranszpiráció) és a talajvízszint dinamizmusa ismeretében jó közelítéssel becsülhető. A felsorolt adatok ismeretében az is viszonylag pontosan meghatározható, hogy adott viszonyok között a talajvízszint különböző terepalatti mélysége esetén mennyi víz juthat a talajvízből a talajvízszint feletti talajrétegekbe. A nem bonyolult, de hosszadalmas munka és időigényes számítások elvégzéséhez véleményünk szerint viszonylag egyszerű számítógép-programok igen eredményesen lesznek alkalmazhatók.

Ha számított vagy mért adatok helyett előrejelzett értékekkel számolunk (meteorológiai és hidrológiai prognózisok, öntözési tervek stb.) alapján, úgy többé-kevésbé pontos, de mindenképpen reális prognózist adhatunk a talajszelvényben várhatóan végbemenő vízmozgás dinamizmusára vonatkozóan, s ugyanígy előrejelezhető a talajvízből a talajvízszint feletti talajrétegekbe jutó víz közelítő mennyisége is.

Jelen munka keretében a nyert adatok gyakorlati felhasználásának részleteivel nem foglalkozhatunk. Ezért csupán példaképpen sorolunk fel néhány lehetőséget, várható alkalmazási irányt:

- egyes talajok nedvességdinamikájának szabatos jellemzése [1, 12, 21, 48];
- az evaporációt befolyásoló talajtani tényezők szerepének tisztázása, ezáltal mesterséges befolyásolási lehetőségeinek feltárása [11, 24, 25, 40, 41, 46];
- a talajok aszályérzékenységeinek elemzése, a növény nem megfelelő vízellátása talajtani és talajfizikai okainak számszerű jellemzése [1, 7, 12];
- a növények talajvízből történő vízellátását biztosító „optimális talajvízszint” meghatározása [24, 25, 31, 35, 40, 41, 46, 47];
- egyes talajképződési folyamatok, elsősorban a sófelhalmozódási és szikesedési folyamatok anyagforgalmának kvantitatív jellemzése, az azt befolyásoló tényezők megállapítása, hatásmechanizmusának elemzése, ezáltal a folyamatok mesterséges befolyásolási lehetőségeinek megállapítása, a beavatkozások várható eredményességének elbírálása [1, 11, 12, 29, 30, 35, 39, 42];
- a talajvízből történő sófelhalmozódási folyamatok egzakt leírása és előrejelzése, ezáltal az eredményes megelőzés feltételeinek meghatározása [7, 11, 12, 29, 30, 33, 39];
- a talajvízből történő sófelhalmozódás, a talajvíz hatására bekövetkező szikesedés lehetőségét kizáró „kritikus talajvízszint” meghatározása [7, 12, 29, 30, 33, 39]; a kritikus talajvízszintet befolyásoló tényezők és azok hatásának elemzése, mesterséges befolyásolási lehetőségeinek megállapítása;
- az öntözés egyértelműen kedvező hatását biztosító talajtani feltételek meghatározása [12];
- öntözési és drénezési tervek elkészítése, meliorációs rendszerek kidolgozása, stb. [12].

További kutatásaink során az ingadozó talajvízszintű, rétegezett háromfázisú talajok szelvényében végbemenő vízmozgást a talajvízből történő sófelhalmozódás, illetve a talaj sódinamikája leírására és előrejelzésére kívánjuk interpretálni.

### Összefoglalás

1. Vizsgálati rendszert alakítottunk ki a vízzel nem telített, háromfázisú talajok kapilláris vezetőképességének meghatározására a tenzió függvényében.
2. Három dunavölgyi és egy tiszántúli talajszelvény különböző genetikai szintjeit reprezentáló nyolc talajra vonatkozóan meghatároztuk a kapilláris



vezetőképességet jellemző  $k = f(\psi)$  összefüggést és azt matematikailag is leírtuk.

3. Ezen adatok birtokában a háromfázisú, porózus anyagokban végbe-menő vízmozgást leíró alapegyenlet alkalmazásával, numerikus integrációval olyan görbeseregeket szerkesztettünk, amelyekről közvetlenül leolvasható, hogy a talaj tenzió viszonyaitól ( $\psi$ ) függően a talajvízszinttől mért különböző függőleges távolságban ( $z$ ) milyen a kapilláris vízmozgás iránya, illetve mekkora a felfelé irányuló kapilláris vízmozgás maximális sebessége ( $V$ ).

4. A görbeseregek felhasználásával rétegezett talajszelvényekre, illetve talajszelvény-modellekre vonatkozóan is meghatároztuk, hogy különböző sebességű felfelé irányuló kapilláris vízmozgás a talajvízszinttől milyen függőleges távolságra következhet be.

5. Hasonló számítások alapján a vizsgált négy talajszelvényre olyan diagramokat szerkesztettünk, amelyekről egyszerűen leolvasható, hogy a rétegezett talajok szelvényében a talajvízszint milyen terepalatti mélysége esetén következhet be meghatározott sebességű felfelé irányuló kapilláris vízmozgás.

6. Röviden összefoglaltuk adataink gyakorlati alkalmazásának legfontosabb lehetőségeit.

## Irodalom

- [1] BAYER, L. D., GARDNER, W. H. & GARDNER, W. R.: Soil Physics. John Wiley & Sons. New York. 1972.
- [2] BONDARENKO, N. F. & SZAFRANOVA, T. Sz.: Nelinejnaja fil'tracija v zone szkva-zsinü. Sb. Trudov Agron. Fiz. (32) 57—67. 1971.
- [3] BUTIJN, J. & WESSELING, J.: Determination of the capillary conductivity of soils at low moisture tensions. Neth. J. Agric. Sci. 7. 155—163. 1959.
- [4] CHILDS, E. C. & COLLIS-GEORGE, N.: The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. London. A. 201. 391—405. 1950.
- [5] GARDNER, W. R.: Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Proc. Soil Sci. Soc. Amer. 20. 317—320. 1956.
- [6] GARDNER, W. R.: Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from and water table. Soil Sci. 85. 228—232. 1958.
- [7] GARDNER, W. R.: Soil water relations in arid a semi-arid conditions. In: Plant-water relationships in arid and semi-arid conditions. Arid Zone Res. 15. 37—61. 1960.
- [8] GERBERG, V. A. & JANGARBER, V. A.: Kacsesztvennoe opiszanie migracii szolej v tonkom szloe pocsvü pri posztjojannoj szkoroszt'i konvekcii. Sb. Trudov Agron. Fiz. (30) 6—12. 1971.
- [9] GERBERG, V. A., NERPIN, Sz. V. & JANGARBER, V. A.: O dvuh matematiceszkih modeljah vodno-szolevüih proceszov v zonah polnogo i nepolnogo naszüscsenija. Sb. Trudov Agron. Fiz. (32) 68—75. 1971.
- [10] GLOBUSZ, A. M.: Ekszperimetal'naja gidrofizika pocsv. Gidrometeoizdat. Lenin-grad. 1969.
- [11] HILLEL, D.: Optimizing the soil physical environment toward greater crop yields. Acad. Press. New York. 1972.
- [12] Irrigation, drainage and salinity. Internat. Source Book. FAO/UNESCO. Hutchin-son. Paris. 1973.
- [13] JACKSON, R. D., BAVEL, C. H. M. van & REGINATO, R. J.: Examination of the pres-sure-plate outflow method for measuring capillary conductivity. Soil Sci. 96. 249—256. 1963.
- [14] KIRKHAM DON & POWERS, W. L.: Advanced Soil Physics. Wiley. New York. 1972.
- [15] KOVÁCS, G.: General characterization of different types of seepage. 13th Congr. IAHR. Kyoto. 1969.
- [16] KUTILEK, M.: Influence de l'interface sur la filtration de l'eau dans les sols. Science du Sol. 1. 3—14. 1965.



- [17] LUTZ, J. F. & KEMPER, W. D.: Intrinsic permeability of clay as affected by clay-water interaction. *Soil Sci.* **88**. 83—90. 1959.
- [18] Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical properties including statistics of measurement and sampling. Amer. Soc. Agron. Ser. Agronomy. **9**. Madison. 1965.
- [19] MILLER, E. E. & ELRICK, D. E.: Dynamic determination of capillary conductivity extended for non-negligible membrane impedance. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.* **22**. 483—486. 1958.
- [20] NERPIN, Sz. V. & HLOPOTENKOV, E. D.: K voproszu modelirovanija vlagoperenosza v nenaszišennüh pocsvah i gruntah Sb. *Trudov Agron. Fiz.* (32) 21—30. 1971.
- [21] NIELSEN, D. R.: Soil water. Amer. Soc. Agron. Madison. 1972.
- [22] NOVÁK, V.: Hysteresis of flux-gradient relations for saturated flow of water through clay materials. *J. Soil Sci.* **23**. 248—253. 1972.
- [23] RIJTEMA, P.: Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data with non-negligible membrane impedance. *Neth. J. Agric. Sci.* **7**. 209—215. 1959.
- [24] RIJTEMA, P.: An analysis of actual evapotranspiration. Centrum voor landbouw publikaties en landbouwdocumentatie (Pudoc). Wageningen. 1—107. 1965.
- [25] RIJTEMA, P.: On the relation between transpiration, soil physical properties and crop production as a basis for water supply plans. *Neth. J. Agric. Sci.* **16**. 28—58. 1968.
- [26] STAPLE, W. J. & LEHANE, J. J.: Movement of moisture in unsaturated soils. *Canad. J. Agric. Sci.* **34**. 329—342. 1954.
- [27] SWARTZENDRUBER, D.: Non-Darcy flow behavior in liquid saturated porous media. *J. Geophys. Research.* **67**. 5205—13. 1962.
- [28] SWARTZENDRUBER, D.: Non-Darcy behavior and the flow of water in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **27**. 491—495. 1963.
- [29] SZABOLCS, I., DARAB, K. & VÁRALLYAY, Gy.: A tiszai öntözőrendszerek és a Magyar Alföld talajainak termékenysége. II. A talajvíz „kritikus” mélysége a kiskörei öntözőrendszer által érintett területen. *Agrokémia és Talajtan.* **18**. 211—220. 1969.
- [30] SZABOLCS, I., DARAB, K. & VÁRALLYAY, Gy.: Methods of predicting salinization and alkalization processes due to irrigation on the Hungarian Plain. *Agrokémia és Talajtan.* **18**. Suppl. 351—376. 1969.
- [31] SZALÓKI, S.: A talajvízszint, az evapotranspiráció és az öntözés néhány kérdése. Kandidátusi értekezés. Budapest. 1972.
- [32] TAKAGI, S.: Analysis of the vertical downward flow of water through a two-layered soil. *Soil Sci.* **90**. 98—103. 1960.
- [33] TALSMA, T.: The control of saline groundwater. Meded. Landbowhogeschool. Wageningen. **63**. (10) 1—68. 1963.
- [34] TANJI, K. K., DONEEN, L. D. & PAUL, J. L.: Quality of percolating waters. *Hilgardia.* **38**. 285—347. 1967.
- [35] VÁRALLYAY, Gy.: A talajok víz- és sóháztartásának kérdése Hollandiában. *Agrokémia és Talajtan.* **18**. 327—338. 1969.
- [36] VÁRALLYAY, Gy.: A Magyar Alföld szikes talajainak hidraulikus vezetőképessége. *Agrokémia és Talajtan.* **21**. 57—88. 1972.
- [37] VÁRALLYAY, Gy.: A talaj nedvességpotenciálja és új berendezés annak meghatározására az alacsony (atmoszféra alatti) tenziótartományban. *Agrokémia és Talajtan.* **22**. 1—22. 1973.
- [38] VÁRALLYAY, Gy.: Berendezés bolygatatlan szerkezetű talajoszlopok hidraulikus vezetőképességének meghatározására. *Agrokémia és Talajtan.* **22**. 23—38. 1973.
- [39] VÁRALLYAY, Gy.: Application of the unsaturated flow theory in the prognosis of salinization from the groundwater. 9th European Reg. Conf. of ICID. 1973.
- [40] VISSER, W. C.: The moisture consumption of plants described as a hydrological phenomenon. *Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull.* (40) 257—267. 1965.
- [41] VISSER, W. C.: Soil moisture content and evapotranspiration. *Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull.* (31) 288—294. 1963.
- [42] Water in the unsaturated zone. Vol. I—II. IASH/AISH UNESCO Wageningen. 1—995. 1968.
- [43] WESSELING, J.: Principles of the unsaturated flow and their application to the penetration of moisture into the soil. *Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull.* (23) 1—23. 1961.
- [44] WESSELING, J. & WIT, K. E.: An infiltration method for the determination of the capillary conductivity of undisturbed soil cores. *IASH Proc. Wageningen. Symp. „Water in the unsaturated zone”.* 223—234. 1966.



- [45] WIEST, R. J. M. DE: Flow through porous media. Acad. Press. New York. 1969.  
 [46] WIND, G. P.: A field experiment on capillary rise of moisture in a heavy clay soil. *Neth. J. Agric. Sci.* **3**. 60—69. 1955.  
 [47] WIND, G. P.: Capillary rise and some applications of the theory of moisture movement in unsaturated soils. *Inst. Land and Water Man. Res. Techn. Bull.* (22) 1—15. 1961.  
 [48] WIT, C. T. DE & KEULEN, H. VAN: Simulation of transport processes in soils. PUDOC. Wageningen. 1—100. 1972.

Érkezett: 1974. január 19.

## Unsaturated Flow Studies in Layered Soil Profiles

G. VÁRALLYAY

Research Institute for Soil Science and Agricultural Chemistry of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest

### Summary

The exact description and prediction of water movement in the unsaturated layers of a soil profile between the soil surface and the water table have practical importance from the point of view of both the soil forming processes and the water supply of plants. An attempt was made in the present paper to approach the exact and quantitative characterization of unsaturated flow in layered soil profiles with rising or fluctuating water table.

1. Based on the CHILDS & COLLIS-GEORGE [4] and WESSELING & WIT [43, 44] laboratory infiltration method a system was developed (Table 5, 5a) and apparatuses were designed (Figs. 1, 2 and 3) for the determination of capillary conductivity as a function of suction, on undisturbed soil columns. The steady-state method can be used first of all on coarse and medium textured soils, in the  $\psi = 0-800$  cm suction range.

2. Eight soil samples were selected for the present study representing the characteristic genetic horizons of four soils profiles (Table 2). The important chemical (Table 3) and physical properties (Table 4) of the studied soils were determined, including water retention curves (Fig. 4) and saturated hydraulic conductivity (Table 4).

3. Capillary conductivity was measured as a function of suction and the  $k = f(\psi)$  relationships (Fig. 5) were described mathematically with equations (7) (GARDNER [1, 6, 7] and (6) (WIND [47], VISSER [41], WESSELING [43]) (Table 6.) In the low suction range capillary conductivity is higher in coarse-textured or good-structured soils because their large pores are almost saturated. As it is reflected by the pF-curves (Fig. 4), the water-filled pore volume decreases with increasing suction, consequently capillary conductivity also decreases, particularly in coarse-textured soils, where, besides the large pores, the volume of fine pores is small. At pF 2.0 capillary conductivity is almost the same ( $k \approx 10^{-1}$  cm/day) in the various studied soils. In the high suction range  $k$ -values are higher in fine-textured soils, because a considerable part of their fine pores is filled with water even under higher suction (Fig. 4) and can conduct water. Over pF 3.5—4.2 the liquid flow is practically negligible.

4. The vertical flow of water through a homogenous soil profile can be quantitatively characterized by the application of the general unsaturated flow equation [eq. (4)]. This equation with numerical integration and solving for „ $z$ ” gives:

$$z = \int_0^{\psi} \frac{\Delta\psi}{1 + \frac{V}{k}} \quad (9)$$

where

$z$  = Vertical distance above the water table (cm)

$\psi$  = Matric potential (suction) (water column, cm)

$\frac{\Delta\psi}{\Delta z}$  = grad  $\psi$  (cm/cm)

$l$  = grad  $\psi_g$  (cm/cm)

$V$  = Velocity of vertical capillary flow (flux) (cm/day)

$k$  = Capillary conductivity (cm/day).



Based on the known  $k = f(\psi)$  relationship (Fig. 5, Table 6) with equation (9) a special type of set of curves can be constructed, expressing and clearly indicating the direction of vertical capillary flow and the velocity of upward capillary flow ( $V = \text{cm/day}$ ) as a function of the suction profile ( $\psi = \text{cm}$ ) and the height above the water table ( $z = \text{cm}$ ). These characteristic sets of curves are given for the studied soils in Fig. 6. As an example, in Table 7 some numerical values are given from the curve-sets on the heights above the water table where different upward capillary flux may exist in the case of various suctions. It follows from equation (4) and from Table 1 that the velocity of upward capillary flow ( $V = \text{cm/day}$ ) depends on the capillary conductivity ( $k = \text{cm/day}$ ) at the given suction and on the suction gradient  $\left(\frac{\Delta\psi}{\Delta z}\right)$ . Because  $k$  is a function of suction ( $\psi = \text{cm}$ )

which, in turn, is a function of the vertical distance above the water table ( $z = \text{cm}$ ), the velocity of upward capillary flow depends considerably on the height above the water table, especially in coarse-textured soils, where  $k$  decreases sharply with increasing suction (Fig. 5). In these soils  $V$  is practically independent of  $\psi$  (Fig. 6). In finer textured soils  $V$  moderately decreases with increasing  $z$  and depends to a great extent on the suction profile (Fig. 6).

5. For layered soils the maximum upward capillary flow velocities at a given height above the water table can be determined for various suctions only by an integrated analysis of the  $k = f(\psi)$  relationship (Fig. 5), or by using the characteristic set of curves (Fig. 6) for the consecutive layers. As an example, some theoretical soil profile models were built up from the studied soils. With the use of simple computer programmes the heights above the water table ( $z = \text{cm}$ ) were calculated for the upward capillary flow velocities of 0.5; 0.1; and 0.02 cm/day, respectively, assuming a suction of  $10^{4.2}$  cm at the soil surface. The stratification of the soil profile models and the computed  $z$ -values are illustrated in Fig. 7. The data show that  $V$  depends largely on the  $k$ , thickness and sequence of the horizons in the soil profile. If the texture becomes coarser with depth (clay on sand: characteristic alluvial stratification) the upward capillary flux increases because both the clay in the high suction range (far from the water table) and the sand in the low suction range (near the water table) have relatively high capillary conductivity.

6. Between the soil surface and the rising water table theoretically an infinite number of variously stratified soil profiles may be distinguished (Fig. 8). Using the above mentioned calculation procedure computations were made for these profiles to determine the height above the water table where 0.5; 0.1 and 0.02 cm/day upward capillary flow velocities may exist (assuming again a suction of  $10^{4.2}$  cm at the soil surface). From the calculated  $z_{0.5}$ ,  $z_{0.1}$  and  $z_{0.02}$  points  $z_{0.5}$ ,  $z_{0.1}$  and  $z_{0.02}$  curves can be constructed (Fig. 8). The vertical distance between the water table and the intersection of the above mentioned  $z$ -curves and the soil surface represents the depth to the water table at which the given flow may exist.

7. With the application of the relationships summarized above, on the basis of the directly measured or computed data for the time- and territorial distribution of suction (or moisture) profiles of soils, the direction and velocity of vertical capillary flow in the unsaturated soil layers between the soil surface and the water table can be exactly determined and interpreted for soil profiles, mapping units or territories. For the time- and work-consuming calculations relatively simple computer programmes can be written and rationally used. By using predicted values instead of measured ones (from the meteorological and geohydrological prognosis and irrigation plans) a more or less accurate prognosis can be given for the water movement in layered unsaturated soil profiles with rising or fluctuating water table, and the quantity of water entering the soil profile from the groundwater can be predicted, as well.

Table 1. Boundary conditions of water movement in soil (1) Condition. (2) Direction of flow: a) Downward flow; b) No flow (equilibrium condition); c) Upward flow. (3) Total water moving force: factors and values. (4) Relation between the flow velocity ( $V = \text{cm/day}$ ) and the hydraulic conductivity of saturated ( $K = \text{cm/day}$ ) or unsaturated ( $k = \text{cm/day}$ ) soils. (5) Notice: d) Saturated soil. e) Unsaturated soil.  $\psi_1$  = Suction (expressed in water column cm) at an upper point in a soil column.  $\psi_2$  = Suction at a lower point in a soil column.  $\Delta z$  = Vertical distance between the upper and lower points, where  $\psi_1$  and  $\psi_2$  are registered, in a soil column (in our case:  $\Delta z = 10$  cm).

Table 2. The studied soils. (1) Profile K-2: Calcareous meadow soil. (2) Profile S-1: Calcareous meadow soil. (3) Profile S-5: Calcareous meadow chernozem. Profiles K-2, S-1 and S-5 were selected from the Hungarian Danube Valley (Solt). (4) Profile T-1: Slightly calcareous meadow chernozem from the Transtisza region (Törökszentmiklós). (5) Symbol and depth of genetic horizons. (6) Sign of the soil sample.



*Table 3.* Data on some chemical properties of the studied soils. (1) Properties: a) Total water-soluble salt content, %; b) Electrical conductivity of the saturated soil paste, mmhos/cm; c) Organic matter content, %; d) CEC, me/100 g soil; e) Exchangeable  $\text{Na}^+$  content, me/100 g soil; f) ESP. (2) Sign of the soil sample.

*Table 4.* Data on some physical properties of the studied soils. (1) Properties: a) Saturation percentage (SP), b) Particle density,  $\text{g/cm}^3$ ; c) Particle-size distribution, %; d) Loss in HCl processing, e) Bulk density,  $\text{g/cm}^3$ ; f) Saturated hydraulic conductivity, cm/day. (2) Sign of the soil sample.

*Table 5.* Our system for the determination of capillary conductivity as a function of suction. (1) Suction range. (2) Apparatus for suction-profile control and stabilization in the soil column: a) Constant-level vessel; b) Sand-box apparatus [37]; c) Kaolin-box apparatus [37]. (3) Apparatus for vacuum control and stabilization: d) „Hanging water column”; e) „Hanging water column” + automatic mercury vacuum stabilizer. (4) Minimum air bubbling value of tensiometers. (5) Liquid in the manometer tubes: f) Water; g) Mercury.

*Table 5a.* Our easily controllable, precise feeding system for the maintenance of an accurate, continuous and constant inflow to the soil column. (1) Apparatus: a) Constant-head burette or capillary tube; b) Constant-head capillary tube spiral; c) Electrical peristaltic pump; d) Synchronous-motor driven precise piston-type injector. (2) Constant flow velocity range,  $\text{cm}^3/\text{hour}$ ; and  $\text{cm}/\text{day}$  (in the case of a PVC cylinder with  $16.6 \text{ cm}^2$  inner surface). (3) Possibilities of flow regulation: e) Control of hydraulic head; f) Control of the diameter of burette or capillary tube; g) Control of the number of spirals; h) Speed regulation of the peristaltic pump; i) Synchronous motors with various speed of rotation; j) Various gear drives between the synchronous motors and the piston-type injector; k) Control of the diameter of the injector burette.

*Table 6.* Capillary conductivity of the studied soils as a function of suction. (1) Experimentally determined constants and exponents: a) Number of equation.  $K$  = saturated hydraulic conductivity ( $\text{cm}/\text{day}$ ).

*Table 7.* Heights above the water table ( $z = \text{cm}$ ) where different upward capillary flux ( $V = \text{cm}/\text{day}$ ) may exist in the case of various suctions ( $\psi = \text{cm}$ ).

*Fig. 1.* Apparatus for the laboratory determination of capillary conductivity in the  $\psi = 0-50 \text{ cm}$  suction range. 1. PVC cylinder with circular holes (10 mm in diameter) on one side at 10 cm intervals. 2. Undisturbed soil column [38]. 3. Nylon cloth attached to the lower opening of the PVC cylinder with a rubber band. 4. Sponge disc, for the uniform distribution of the infiltrating liquid. 5. Lid, closing the upper opening of the PVC cylinder, to prevent evaporation. 6. Tensiometers: 1.5 mm thick, sintered glass plates 6 mm in diameter, mounted into a glass tube. 7. Precision feeding system (See in Table 5a). 8. Constant-level vessel with overflow. 9. Collecting vessel. 10. Transparent plastic tubing. 11. Waterfilled manometers. 12. Manometer-panel.

*Fig. 2.* Apparatus for the laboratory determination of capillary conductivity in the  $\psi = 50-100 \text{ cm}$  suction range. 1. —7.: see in Fig. 1. 8. Porous medium: 2-3 cm thick fine sand (air bubbling value:  $\psi_a = 140-150 \text{ cm}$ ) layer on a large pore-size, sintered glass filterfunnel. 9. Collecting vessel with a constant level tube for "hanging water column"-type vacuum regulation and stabilization:  $\psi_{\text{cm}} = h_1 \text{ cm}$ . 10-12.: see in Fig. 1. 13. Stainless steel sliding measuring stand with cm graduation. 14. Clamp, supporting the constant-level vessel, it can be moved and fixed on the measuring stand with a screw. 15. Rubber stopper.

*Fig. 3.* Apparatus for the laboratory determination of capillary conductivity in the  $\psi = 100-800 \text{ cm}$  suction range. 1.-7.: see in Fig. 1. 8. Porous medium: 4-5 cm thick 1 : 2 fine sand - kaolin mixture (air bubbling value:  $\psi_a = 900 \text{ cm}$ ) layer on a large pore-size sintered glass filter-funnel. 9. Collecting vessel (at the same time depression vessel) with a constant level tube. Total vacuum is the sum of the height of the hanging water column and the depression in the vessel, registered by the 16. mercury manometer:  $\psi_{\text{cm}} = h_1 \text{ cm} + 13.5 h_2 \text{ cm}$ . 10. and 12.: see in Fig. 1. 11. Mercury manometers. 13.-15.: see in Fig. 2. 16. Mercury manometer. 17. Glass-tubing with two stopcocks for connections to the automatic mercury vacuum stabilizer and to the 16. mercury manometer.

*Fig. 4.* Moisture retention curves of the studied soils. ( $\theta\%$ : Moisture content in volume percentage).

*Fig. 5.* Relation between capillary conductivity ( $k = \text{cm}/\text{day}$ ) and suction ( $\psi = \text{cm}$ ) for the studied soils.

*Fig. 6.* The direction of vertical capillary flow and the velocity of upward capillary flow ( $V = \text{cm}/\text{day}$ ) as a function of the height above the water table ( $z = \text{cm}$ ) and suction ( $\psi = \text{cm}$ ) in the studied soils.



Fig. 7. Relation between the height above the water table ( $z = \text{cm}$ ) and the maximum velocity of upward capillary flow ( $V = \text{cm/day}$ ) in layered soil profile models ( $\psi = 10^{4.2} \text{ cm}$ ).

Fig. 8. Relation between the depth to the water table ( $z = \text{cm}$ ) and the maximum velocity of upward capillary flow in layered soil profile models in the case of rising water table ( $\psi = 10^{4.2} \text{ cm}$ ). a) Cross section and number of profile(s) illustrated in Fig. 7; b) Water table.

## Études sur l'écoulement non saturé dans des profils de sol en couches

G. VÁRALLYAY

Institut de Recherches de Pédologie et de Chimie Agricole de l'Académie des Sciences de Hongrie, Budapest

### Résumé

La description exacte et la prédiction du mouvement de l'eau dans les couches insaturées d'un profil de sol entre la surface du sol et le plan d'eau ont une importance pratique et de l'aspect des procès de la formation du sol et de l'approvisionnement en eau des plantes. L'étude présente veut faire connaître des données exactes et quantitatives pour caractériser l'écoulement insaturé dans des profils de sol en couches avec des plans d'eau augmentants ou fluctuants.

1. En se basant sur la méthode d'infiltration au laboratoire de CHILDS & COLLIS-GEORGE [4] et WESSELING & WIT [43, 44] on a développé un système (Tab. 5 et 5a) et construit des appareils (Fig. 1, 2 et 3) pour déterminer la conductivité capillaire en fonction de la succion dans des colonnes de sol non dérangées. La méthode de l'écoulement sous régime stationnaire peut être employée d'abord avec des sols à texture grossière et moyenne, dans le domaine de succion  $\psi = 0-800 \text{ cm}$ .

2. Pour les études présentes on a choisi huit échantillons de sol représentant les horizons génétiques caractéristiques de quatre profils de sol (Tab. 2). On a déterminé les propriétés chimiques (Tab. 3) et physiques (Tab. 4) les plus importantes des sols en question, y compris les courbes de rétention d'eau (Fig. 4) et la conductivité hydraulique saturée (Tab. 4).

3. La conductivité capillaire était mesurée en fonction de la succion et les équations (7) (GARDNER, [1, 6, 7]) et (6) (WIND [47]; VISSER [41]; WESSELING [43]) du Tab. 6 montrent les rapports mathématiques  $k = f(\psi)$  (Fig. 5). Dans le domaine bas de succion la conductivité capillaire était plus forte dans les sols à texture grossière ou à bonne structure puisque leurs larges pores étaient presque saturés. Comme il se voit des courbes pF (Fig. 4), le volume des pores remplis d'eau diminue avec l'augmentation de la succion, conséquemment la conductivité capillaire diminue aussi particulièrement dans les sols à texture grossière où le volume des pores fins est aussi petit. En cas de pF 2,0 la conductivité capillaire est presque la même ( $k \approx 10^{-1} \text{ cm/jour}$ ) dans les différents sols étudiés. Dans le domaine haut de succion, les valeurs  $k$  sont plus hautes dans les sols à texture fine, car une partie considérable de leurs pores fins est remplie d'eau même en cas de succion plus forte (Fig. 4) et peut conduire l'eau. Au-dessus de pF 3,5-4,2 l'écoulement de liquide est en pratique négligeable.

4. L'écoulement vertical de l'eau à travers des profils de sol homogènes peut être caractérisé quantitativement à l'aide de l'équation générale de l'écoulement insaturé [eq. (4)]. Cette équation, avec intégration numérique et solue pour  $z$  est comme suit:

$$z = \int_0^{\psi} \frac{\Delta\psi}{1 + \frac{V}{k}} \quad (9)$$

où

- $z$  = la distance verticale au-dessus du plan d'eau (cm)
- $\psi$  = la succion de matrice (colonne d'eau, cm)
- $\frac{\Delta\psi}{\Delta z}$  = le gradient  $\psi$  (cm/cm)
- $I$  = le gradient  $\psi f$  (cm/cm)
- $V$  = la vélocité de l'écoulement capillaire vertical (cm/jour)
- $k$  = la conductivité capillaire (cm/jour)



A base du rapport connu  $k = f(\psi)$ , (Fig. 5; Tab. 6), avec l'équation (9) on peut construire une série de courbes de type spécial qui expriment et indiquent nettement la direction de l'écoulement capillaire ( $V = \text{cm/jour}$ ) en fonction du profil de succion ( $\psi = \text{cm}$ ) et la hauteur au-dessus du plan d'eau ( $z = \text{cm}$ ). Fig. 6 montre cette série de courbes caractéristique des sols étudiés. Des séries de courbes on donne, comme exemple, quelques valeurs numériques pour les hauteurs au-dessus du plan d'eau où la montée capillaire peut être différente en cas des succions différentes (Tab. 7). De l'équation (9) et du Tab. 1 vient que la vitesse de la montée capillaire ( $V = \text{cm/jour}$ ) dépend de la conductivité capillaire ( $k = \text{cm/jour}$ ) pour une succion donnée et gradient de succion  $\frac{\Delta\psi}{\Delta z}$ . Puisque  $k$  est un fonc-

tion de succion ( $\psi = \text{cm}$ ) qui est le fonction de la distance verticale au-dessus du plan d'eau ( $z = \text{cm}$ ), la vitesse de la montée capillaire dépend dans une grande mesure de la hauteur au-dessus du plan d'eau, surtout dans les sols à texture grossière, où  $k$  diminue nettement avec l'augmentation de la succion (Fig. 5). Dans ces sols  $V$  est en pratique indépendant de  $\psi$  (Fig. 6). Dans les sols à texture plus fine  $V$  diminue modérément avec l'augmentation de  $z$  et dépend dans une grande mesure du profil de succion (Fig. 6).

5. Dans les sols en couches la vitesse maximum de la montée capillaire pour une hauteur donnée au-dessus du plan d'eau en cas des succions différentes ne peut être déterminée que par une analyse intégrée du rapport  $k = f(\psi)$ , (Fig. 5) ou en employant la série de courbes caractéristique pour les couches consécutives. Comme exemple on a construit quelques modèles théoriques de profil de sol. À l'aide de simples programmes de computer, on a calculé les hauteurs au-dessus du plan d'eau ( $z = \text{cm}$ ) pour les vitesses de la montée capillaire 0,5, 0,1 et 0,02 cm/jour, resp., en supposant que la succion à la surface de sol est  $10^{4,2}$  cm. La stratification des modèles de profil de sol et les valeurs  $z$  calculées sont illustrées sur Fig. 7. Les données montrent que  $V$  dépend particulièrement de  $k$ , de l'épaisseur et séquence des horizons dans le profil de sol. Si la texture devient plus grossière avec la profondeur (argile sur sable: stratification alluviale caractéristique), la montée capillaire augmente puisque l'argile dans le domaine haut de succion (loin du plan d'eau) et le sable dans le domaine bas de succion (près du plan d'eau) ont une conductivité capillaire relativement forte.

6. Entre la surface de sol et le plan d'eau ascendant on peut distinguer théoriquement un nombre indéfini de profils de sol différemment stratifiés (Fig. 8). En employant les procédés de calcul ci-mentionnés on a fait des calculs concernant ces profils pour déterminer la hauteur au-dessus du plan d'eau où les vitesses de la montée capillaire sont 0,5, 0,1 et 0,02 cm/jour (en supposant de nouveau une succion de  $10^{4,2}$  cm sur la surface de sol). Par les points calculés de  $z_{0,5}$ ,  $z_{0,1}$  et  $z_{0,02}$  on peut construire les courbes  $z_{0,5}$ ,  $z_{0,1}$  et  $z_{0,02}$  (Fig. 8). La distance verticale entre le plan d'eau et l'intersection des courbes  $z$  ci-mentionnées et la surface du sol indique la profondeur vers le plan d'eau auquel l'écoulement donné peut exister.

7. En se servant des rapports résumés ci-dessus, à base des données mesurées directement ou calculées concernant la distribution temporaire et territoriale des profils de succion (ou humidité) des sols, la direction et la vitesse du mouvement capillaire vertical dans les couches de sol insaturées entre la surface de sol et le plan d'eau peuvent être exactement déterminés et interprétés pour les profils de sol, les unités et territoires de cartographie. Pour les calculs exigeant beaucoup de temps et travail, on peut employer des programmes de calculateur relativement simples. En se servant des valeurs prédites au lieu de celles mesurées (à base des pronosts météorologiques et géohydrologiques et des plans d'irrigation) on peut donner un pronostic plus ou moins précis concernant le mouvement de l'eau dans les couches de profil de sol insaturées, avec des plans d'eau ascendants ou fluctuant, en prédisant en même temps, la quantité de l'eau pénétrant dans le profil de sol provenant de la nappe phréatique.

Tab. 1. Cas et conditions du mouvement de l'eau dans le sol. (1) Condition. (2) Directions du mouvement: a) vers le bas; b) pas de mouvement (équilibre); c) par en haut. (3) Forces totales affectant le mouvement de l'eau: facteurs et valeurs. (4) Rapport entre la vitesse du mouvement ( $V = \text{cm/jour}$ ) et conductivité hydrique des sols saturés ( $K = \text{cm/jour}$ ) ou insaturés ( $k = \text{cm/jour}$ ). (5) Note: d) Sols saturés. e) Sols insaturés.  $\psi_1$  = Succion (exprimée en colonne d'eau, cm) à un point supérieur d'une colonne de sol.  $\psi_2$  = Succion à un point inférieur d'une colonne de sol.  $\Delta z$  = Distance verticale entre les points supérieurs et inférieurs, où  $\psi_1$  et  $\psi_2$  sont enregistrés, dans une colonne de sol (en ce cas:  $\Delta z = 10 \text{ cm}$ ).

Tab. 2. Sols étudiés. (1) Profil K-2: Sol de prairie calcaire. (2) Profil S-1: Sol de prairie calcaire. (3) Profil S-5: Chernozem de prairie calcaire. Les profils K-2, S-1 et S-5 étaient choisis de la Vallée de Danube Hongroise (Solt). (4) Profil T-1: Chernozem de



prairie peu calcaire de la région transtibiscine (Törökszentmiklós). (5) Symbole et profondeur de l'horizon génétique. (6) Signe des échantillons de sol.

*Tab. 3.* Données concernant quelques propriétés chimiques des sols étudiés. (1) Propriétés: a) teneur totale en sels solubles dans l'eau, %. b) conductivité électrique de la pâte de sol saturée, mmhos/cm. c) Teneur en matière organique, %. d) Capacité d'adsorption (CEC), me/100 g de sol. e) Teneur en  $\text{Na}^+$  échangeable, me/100 g de sol. f) Pourcentage de  $\text{Na}^+$  échangeable (ESP). (2) Signe des échantillons de sol.

*Tab. 4.* Données concernant les propriétés physiques des sols étudiés. (1) Propriétés: a) Pourcentage de saturation (SP). b) Densité spécifique, g/cm<sup>3</sup>. c) Distribution des particules suivant leur grosseur, %. d) Perte pendant le traitement à HCl. e) Densité apparente, g/cm<sup>3</sup>. f) Conductivité hydraulique saturée, cm/jour. (2) Signe de l'échantillon de sol.

*Tab. 5.* Notre système pour le mesurage de la conductivité capillaire en fonction de la succion. (1) Domaine de succion. (2) Appareil pour le règlement et stabilisation du profil de succion dans la colonne de sol: a) Récipient au niveau constant. b) Plaque de sable [37]. c) Plaque de kaoline [37]. (3) Appareil pour le règlement et stabilisation de vide: d) Colonne d'eau «pendante». e) Colonne d'eau «pendante» + stabilisateur de vide automatique en mercure. (4) Valeurs minimums de perméabilité à l'air des tensiomètres. (5) Liquide dans les tubes de manomètre: f) Eau. g) Mercure.

*Tab. 5a.* Notre système d'alimentation réglable et précis, assurant un afflux exact, continu aux colonnes de sol. (1) Appareil: a) burette ou tube capillaire à pression hydrostatique constante. b) Tube capillaire spirale variable, mais à pression hydrostatique constante. c) Pompe péristaltique électrique. d) Piston d'alimentation à commande par moteur synchrone. (2) Vitesse constante de l'écoulement, cm<sup>3</sup>/heure et cm/jour (en cas de l'emploi du cylindre en PVC avec une surface intérieure de 16,6 cm<sup>2</sup>). (3) Possibilités du règlement de l'alimentation: e) Contrôle de la pression hydrostatique. f) Contrôle du diamètre du burette ou tube capillaire. g) Contrôle du nombre des spirales. h) Règlement de la vitesse de la pompe péristaltique. i) Moteurs synchrones aux différentes vitesses de rotation. j) Transmissions par engrenages entre les moteurs synchrones et le piston d'alimentation. k) Diamètre de burette.

*Tab. 6.* Conductivité capillaire des sols étudiés en fonction de la succion. (1) Constantes et exposants déterminés: a) Nombre des équations. K = Conductivité hydraulique saturée, cm/jour. (1) Échantillon de sol.

*Tab. 7.* La hauteur au-dessus de la nappe phréatique ( $z = \text{cm}$ ) en cas de différentes montées capillaires ( $V = \text{cm/jour}$ ) selon les différentes succions ( $\psi = \text{cm}$ ).

*Fig. 1.* Appareil pour la détermination au laboratoire de la conductivité capillaire dans le domaine de succion  $\psi = 0 - 50 \text{ cm}$ . 1. Cylindre en PVC avec des orifices circulaires (diamètre 10 mm) sur un côté, en distances de 10 cm. 2. Colonne de sol non dérangée [38]. 3. Toile à tamis en nylon, serrée avec une bande élastique, pour fermer l'orifice inférieur du cylindre en PVC. 4. Disque en éponge pour assurer la distribution uniforme de la liquide infiltrée. 5. Couvercle, fermant l'orifice supérieur du cylindre en PVC pour empêcher l'évaporation. 6. Tensiomètres: filtre à disque en verre (épaisseur 1,5 mm, diamètre 6 mm) soudée dans un tube de verre. 7. Système d'alimentation précis (voir Tab. 5a). 8. Récipient au niveau constant, fourni d'un tuyau de trop-plein. 9. Récipient collecteur. 10. Tube en plastique transparent. 11. Manomètres remplis d'eau. 12. Panneau de manomètre.

*Fig. 2.* Appareil pour la détermination au laboratoire de la conductivité capillaire dans le domaine de succion  $\psi = 50 - 100 \text{ cm}$ . 1-7. voir Fig. 1. 8. Milieu poreux: sable fin en épaisseur de 2-3 cm. 9. Récipient collecteur assurant un vide constant («colonne d'eau pendante»). 10. Tube en plastique transparent. 11. Manomètres remplis d'eau. 12. Panneau de manomètre. 13. Panneau en acier gradué en cm. 14. Console en métal pour régler la hauteur du récipient au niveau d'eau constant, c'est-à-dire le vide assuré par la colonne d'eau constante:  $\psi = h_1 \text{ cm}$ . 15. Bouchon en caoutchouc.

*Fig. 3.* Appareil pour la détermination au laboratoire de la conductivité capillaire des sols insaturés dans le domaine de succion  $\psi = 100 - 800 \text{ cm}$ . 1-7. voir Fig. 1. 8. Milieu poreux: mixture 1 : 2 de sable fin et kaoline, en épaisseur de 4-5 cm. 9. Récipient collecteur (en même temps récipient de dépression) au niveau constant. 10. Tube en plastique transparent. 11. Manomètre à mercure. 12. Panneau de manomètre. 13-15. voir Fig. 2. 16. Manomètre à mercure. 17. Tube en verre avec deux robinets vers le stabilisateur de vide automatique en mercure et le manomètre en mercure.

*Fig. 4.* Courbes pF des sols étudiés ( $\theta/\%$ ). Teneurs en humidité en pourcentage de volume.

*Fig. 5.* Conductivité capillaire des sols étudiés ( $k = \text{cm/jour}$ ) en fonction de la succion ( $\psi = \text{cm}$ ).



*Fig. 6.* La direction du mouvement capillaire vertical et la vitesse de la montée capillaire ( $V = \text{cm/jour}$ ) en fonction de la hauteur au-dessus du plan d'eau ( $z = \text{cm}$ ) et la succion ( $\psi = \text{cm}$ ) dans les sols étudiés.

*Fig. 7.* Rapport entre la hauteur au-dessus du plan d'eau ( $z = \text{cm}$ ) et la vitesse maximum de la montée capillaire ( $V = \text{cm/jour}$ ) dans des modèles de profils de sol en couches ( $\psi = 10^{4,2} \text{ cm}$ ).

*Fig. 8.* Rapport entre la profondeur du plan d'eau ( $z = \text{cm}$ ) et la vitesse maximum de la montée capillaire dans des modèles de profils de sol en couches, en cas du plan d'eau ascendant ( $\psi = 10^{4,2} \text{ cm}$ ). a) Section et nombre des profils de la Fig. 7. b) Plan d'eau.

## Изучение переноса влаги в ненасыщенных слоистых почвах

ДЬ. ВАРАЛЛЯИ

Научно-исследовательский институт почвоведения и агрохимии В. А. Н., Будапешт

### Резюме

Точное описание и прогноз переноса влаги в ненасыщенных слоях почвенного профиля между уровнем залегания грунтовых вод и поверхностью имеет большое практическое значение при изучении процессов почвообразования и снабжения растений водой. В данной работе попытались дать точную количественную характеристику переноса влаги в ненасыщенных слоистых почвах при поднимающемся или изменяющемся уровне залегания грунтовых вод.

1. Основываясь на лабораторных методах измерения инфильтрации, разработанной CHILDS & COLLIS-GEORGE [4] и WESSELINE & WIT [43, 44] была усовершенствована система (Табл. 5, 5а) и разработана аппаратура (Рис. 1, 2 и 3) для измерения капиллярного потока влаги как функции градиента потенциала влаги в почвенных колонках с ненарушенной структурой. Метод стационарного потока пригоден для изучения переноса влаги, в первую очередь, в почвах грубого и среднего механического состава, в пределах  $\psi = 0-800 \text{ см}$ .

2. В данной работе были использованы для изучения девять почвенных образцов, характеризующих генетические горизонты четырех почвенных разрезов (Табл. 2). Определили основные химические (Табл. 3) и физические (Табл. 4) свойства изученных почв, а также кривые потенциала влаги (Рис. 4) и коэффициенты фильтрации (Табл. 4).

3. Капиллярную влагопроводность определяли как функцию потенциала влажности  $k = f(\psi)$  и найденную зависимость выразили (Рис. 5) математически, используя уравнения (7) GARDNER [1, 6, 7], WIND [4] VISSER [47] и WESSELINE [43] (Табл. 6). В области низкого потенциала влаги капиллярная влагопроводность выше в почвах более грубого механического состава или в почвах с хорошей структурой, поскольку крупные поры близки к состоянию полной влагонасыщенности. Как видно из кривых  $rF$  (Рис. 4) количество пор занятых водой уменьшается с увеличением потенциала влажности, следовательно капиллярная проводимость также уменьшается, особенно в почвах грубого механического состава, где количество мелких пор незначительное по сравнению с крупными порами. При  $rF 2,0$  капиллярная проводимость почти одинакова для всех изученных почв ( $k \approx 10^{-1} \text{ см/день}$ ). В областях высокого потенциала влаги величины  $k$  выше в почвах тяжелого механического состава, поскольку большая часть мелких пор остается насыщенными при высоком давлении (Рис. 4) и могут проводить влагу. При давлении выше  $rF 3,5-4,2$  жидким потоком практически можно пренебречь.

4. Вертикальный поток влаги через однородный почвенный профиль (слой) количественно можно охарактеризовать общим уравнением переноса влаги в ненасыщенной почве (уравнение 4). Интегрируя это уравнение и решая для « $z$ » получим:

$$z = \int_0^{\psi} \frac{\Delta\psi}{1 + \frac{\Delta\psi}{k}} \quad (9)$$

где:

$z$  = мощность слоя над уровнем грунтовых вод (см)  
 $\psi$  = матрикс-потенциал (давление) в см. водного столба



$\frac{\Delta\psi}{\Delta z}$	= градиент потенциала влажности $\psi$ (см/см)
$l$	= градиент гравитационного потенциала $\psi_g$ (см/см)
$V$	= скорость вертикального капиллярного потока (см/день)
$k$	= капиллярная проводимость (см/день)

Исходя из известной функции  $k = f(\psi)$  (Рис 5, Табл 6), используя уравнение (9) можно построить ряд кривых, показывающих направление вертикального капиллярного потока и его скорость ( $V = \text{см/день}$ ) в зависимости от потенциала влажности ( $\psi = \text{см}$ ) и высоты над уровнем воды ( $z = \text{см}$ ). Эти характерные кривые изученных почв приведены на рисунке 6. В таблице 7 в качестве примера приведены несколько численных величин высоты над уровнем грунтовой воды, где максимальная скорость вертикального капиллярного поднятия определена в зависимости от потенциала влажности. Из уравнения (9) и таблицы 1 следует, что скорость вертикального капиллярного потока ( $V = \text{см/день}$ ) зависит от капиллярной проводимости ( $k = \text{см/день}$ ) при данной величине потенциала влаги и от его градиента  $\left(\frac{\Delta\psi}{\Delta z}\right)$ . Поскольку  $k$  является функцией  $\psi$ ,

которая зависит от вертикального расстояния до уровня воды ( $z = \text{см}$ ), скорость восходящего капиллярного потока в большой мере зависит от расстояния над уровнем воды, особенно в почвах грубого механического состава, где  $k$  резко уменьшается при повышении потенциала влажности (Рис. 5). В этих почвах  $V$  практически не зависит от  $\psi$  (Рис. 6). В почвах более тонкого механического состава  $V$  постепенно уменьшается с увеличением  $z$  и в большой степени зависит от профиля потенциала влаги (Рис. 6).

5. Максимальную скорость восходящего капиллярного потока на данной высоте над уровнем воды при различных значениях потенциала влаги в слоистых почвах можно определить путем интегрального анализа функции  $k = f(\psi)$  (Рис. 5), или используя набор характерных кривых (Рис. 6) для следующих друг за другом слоев. Для примера были составлены несколько теоретических почвенных профилей из изученных почв. Используя простую вычислительную программу, рассчитали высоты над уровнем воды для различных скоростей восходящего капиллярного потока 0,5; 0,1; 0,02 см/день, предполагая, что на поверхности потенциал влажности равен  $10^{1,2}$  см. Слои модельных почвенных профилей и рассчитанные величины  $z$  приведены на рисунке 7. Данные показывают, что  $V$  зависит в основном от  $k$  и от мощности и последовательности слоев в почвенном профиле. Если механический состав почвы с глубиной становится легче (глина подстилается песком, что типично для аллювиальных почв), восходящий капиллярный поток усиливается, поскольку глина в области высокого потенциала влаги (на большом расстоянии от уровня воды) и песок в области низкого потенциала (на близком расстоянии от уровня воды) имеют высокую капиллярную проводимость.

6. Теоретически в слое от поднимающегося уровня воды до поверхности можно выделить бесконечное число стратификационных почвенных профилей (Рис. 8). Используя вышеописанные методы, были рассчитаны высоты над уровнем воды при скорости восходящего капиллярного потока в 0,5; 0,1 и 0,02 см/день (допуская, что потенциал влажности на поверхности составляет  $10^{1,2}$  см). На основе пунктов  $z_{0,2}$ ,  $z_{0,1}$ ,  $z_{0,02}$  могут быть построены кривые (Рис. 8). Вертикальное расстояние между уровнем воды и линией пересечения кривых, а также поверхностью почвы дает ту глубину залегания грунтовых вод, от которой обеспечивается заданный поток.

7. Используя описанные взаимодействия, базируясь на непосредственных измерениях или расчетных данных распределения потенциала влаги (или влажности почвы) во времени и пространстве можно точно рассчитать направление и скорость восходящего капиллярного потока в ненасыщенном почвенном профиле между уровнем грунтовых вод и поверхностью; полученные результаты можно потом интерпретировать для почвенного профиля, картируемой единицы или территории. Для расчетов, требующих много времени и труда можно составить и рационально использовать простую вычислительную программу. Используя данные метеорологических, геогидрологических прогнозов или планов орошения можно составить более-менее точный прогноз движения влаги в ненасыщенном слоистом почвенном профиле при изменяющемся уровне грунтовых вод, а также рассчитать количество воды, попадающее в почву из грунтовых вод.

Табл. 1. Различные случаи и условия передвижения воды в почве. (1) Условия. (2) Направление движения воды: а) нисходящее движение. б) движения нет. с) восходящий поток. (3) Сила действующая на движение воды: факторы и размеры. (4) Взаимоотношение между скоростью потока ( $V = \text{см/день}$ ) и потенциалом влаги в насыщенных ( $K = \text{см/день}$ ) и ненасыщенных ( $k = \text{см/день}$ ) почвах. (5) Применение: d) двухфазная (насыщенная) почва, e) трехфазная (ненасыщенная) почва.  $\psi_1$  = потенциал влаги (в см водного столба) в верх-



ней части почвенной колонки.  $\psi_2$  = потенциал влаги в нижней части почвенной колонки.  $w$  = вертикальное расстояние между верхней и нижней частью почвенной колонки, где определены  $\psi_1$  и  $\psi_2$  (в нашем случае  $\Delta z = 10$  см).

Табл. 2. Изученные почвы. (1) Почвенный разрез К-2. Карбонатная луговая почва, долина Дуная (Шолт). (2) Почвенный разрез S-1. Карбонатная луговая почва, долина Дуная (Шолт). (3) Почвенный разрез S-5. Карбонатный луговой чернозем, долина Дуная (Шолт). (4) Почвенный разрез T-1, слабо карбонатный луговой чернозем, Затисье (Терексентмиклош). (5) Генетические горизонты и глубина в см. (6) Номер образца.

Табл. 3. Основные химические свойства изученных почв. (1) Свойство: а) сумма воднорастворимых солей в %; б) электропроводность в почвенной пасте в мхос/см; в) содержание органического вещества в %; г) емкость поглощения в мг. экв/100 г почвы; е) содержание обменного натрия в мг. экв./100 г почвы; ф) содержание ионов обменного натрия в %. (2) Номер почвенного образца.

Табл. 4. Основные физические свойства изученных почв. (1) Свойства: а) Насыщенность в % (SP); б) удельный вес г/см<sup>3</sup>; в) механический состав в %; г) потеря от обработки соляной кислотой; е) объемный вес г/см<sup>3</sup>; ф) гидравлическая водопроницаемость. (2) Номер почвенного образца.

Табл. 5. Система определения капиллярной проводимости, как функции потенциала влажности. (1) Интервал потенциала влажности. (2) Приспособление для создания и поддержания постоянного потенциала влажности в почвенной колонке; а) сосуд, поддерживающий постоянный уровень воды, б) прибор с песчаной пластиной, в) прибор с каолиновой пластиной. (3) Прибор для создания и поддержания вакуума: г) «висячая водная колонка», е) «висячая водная колонка» + стабилизатор вакуума. (4) Минимальное давление барботирования тензиометров. (5) Жидкость в манометре: ф) вода. г) ртуть.

Табл. 5а. Простая, точная и регулируемая система для постоянной подачи воды в почвенные колонки. (1) Прибор: а) Капиллярная трубка, обеспечивающая постоянное давление, б) стеклянная трубка-спираль, с помощью которой можно изменять и в то же время поддерживать постоянное давление, в) электрический перистальтический насос, г) поршневая бюретка с электромотором. (2) Интервал скорости постоянного потока в см<sup>3</sup>/час и см/день в случае PVC-трубок с внутренней поверхностью в 16,6 см<sup>2</sup>. (3) Возможности регулирования скорости потока: е) регулирование гидравлического давления, ф) регулирование диаметра капиллярной трубки, г) изменение числа спиралей, в) регулирование скорости оборота перистальтического насоса, г) использование синхронных моторов с различным числом оборотов, ж) изменением диаметра зубчатого колеса между синхронным мотором и подающей бюреткой, з) изменение диаметра подающей бюретки.

Табл. 6. Капиллярная влагопроницаемость изученных почв, как функция перепада давления (потенциала влажности). (1) Параметры: а) номер уравнения. (2) Номер почвенного образца.

Табл. 7. Зависимость между максимальной скоростью капиллярного вертикального движения воды ( $V = \text{см}$ ) и высотой от уровня грунтовых вод ( $z = \text{см}$ ) в различных тензиоусловиях ( $\psi = \text{см}$ ). (1)  $V = \text{см/день}$ . (2) Номер почвенного образца.

Рис. 1. Потокомер для лабораторного определения капиллярной проводимости в области  $\psi = 0-50$  см водного столба. 1. Пластмассовая трубка с круглыми отверстиями через каждые 10 см. 2. Почвенная колонка с ненарушенной структурой [38]. 3. Нейлоновая сетчатка, закрывающая нижний конец трубки с зажимом из резинового кольца. 4. Пластина из губки для равномерного распределения инфильтрующейся жидкости. 5. Колпак, закрывающий верхний конец трубки для предотвращения испарения. 6. Тензиометры: пористая стеклянная пластинка толщиной в 1,5 мм, диаметром 6 мм, вмонтированная в стеклянную трубку. 7. Точная система подачи воды (смотри таблицу 5а). 8. Сосуд для поддержания постоянного уровня с водосливом. 9. Сосуд для сбора воды. 10. Прозрачная пластмассовая трубка. 11. Водные манометры. 12. Панель для манометров.

Рис. 2. Потокомер для лабораторного определения капиллярной проводимости в областях сосущей силы  $\psi = 50-100$  см водного столба. 1.—7. смотри на рисунке 1. 8. Пористый материал: слой тонкого песка (предельное давление барботирования  $\psi = 140-150$  см) толщиной в 2—3 см на пористом стеклянном фильтре. 9. Сосуд для сбора воды с трубкой, обеспечивающей постоянный уровень для регуляции и стабилизации вакуума.  $\psi = h$ , см. созданный способом «висячего водного столба». 10.—12. смотри на рисунке 1. 13. Штатив из нержавеющей стали со скользящей шкалой сантиметровой градации. 14. Зажим, держащий сосуд поддерживающий постоянный уровень. Зажим может передвигаться по измерительному штативу и винтом закрепляться на нем. 15. Резиновая пробка.

Рис. 3. Потокомер для лабораторного определения капиллярной проводимости в области сосущей силы  $\psi = 100-800$  см водного столба. 1.—7. смотри на рисунке 1. 8. Пористый материал: слой тонкого песка и каолина в соотношении 1 : 2 (предельное давление



бурботирования  $\psi = 900$  см) толщиной в 4—5 см на пористом стеклянном фильтре. 9. Сосуд для сбора воды, служащий одновременно вакуумным сосудом, с трубкой для поддержания постоянного уровня. Полный вакуум-высота висющего водного столба плюс разрежение в сосуде, которое регистрируется ртутным манометром:  $\psi_{\text{см}} = h_1 \text{ см} + 13,5 h_2 \text{ см}$ . 10. и 12. смотри на рисунке 1. 11. Ртутный манометр. 13.—15. смотри на рисунке 2. 16. Ртутный манометр. 17. Трубка с краном, ведущая к стабилизатору вакуума (вакуумный мотор + автоматический ртутный регулятор).

Рис. 4. Кривые потенциала влаги изученных почв. ( $\Theta\%$ ; влажность в объемных процентах).

Рис. 5. Взаимоотношение между капиллярной влагонепроводностью ( $k = \text{см/день}$ ) и сосущей силой ( $\psi = \text{см}$ ) в изученных почвах.

Рис. 6. Направление и скорость ( $V \text{ см/день}$ ) вертикального капиллярного потока как функции высоты над уровнем грунтовой воды ( $z = \text{см}$ ) и потенциала влаги ( $\psi = \text{см}$ ) в изученных почвах.

Рис. 7. Взаимоотношение между высотой над уровнем грунтовой воды ( $z = \text{см}$ ) и максимальной скоростью восходящего капиллярного потока ( $V = \text{см/день}$ ) в слоистых почвенных моделях ( $\psi = 10^{1,2} \text{ см}$ ).

Рис. 8. Взаимоотношение между глубиной грунтовых вод ( $z = \text{см}$ ) и максимальной скоростью восходящего капиллярного потока в слоистых почвенных моделях при поднимающемся уровне грунтовых вод ( $\psi = 10^{1,2} \text{ см}$ ). а) Поперечный профиль и номер почвенной модели, показанный на рисунке 7. б) Уровень грунтовых вод.